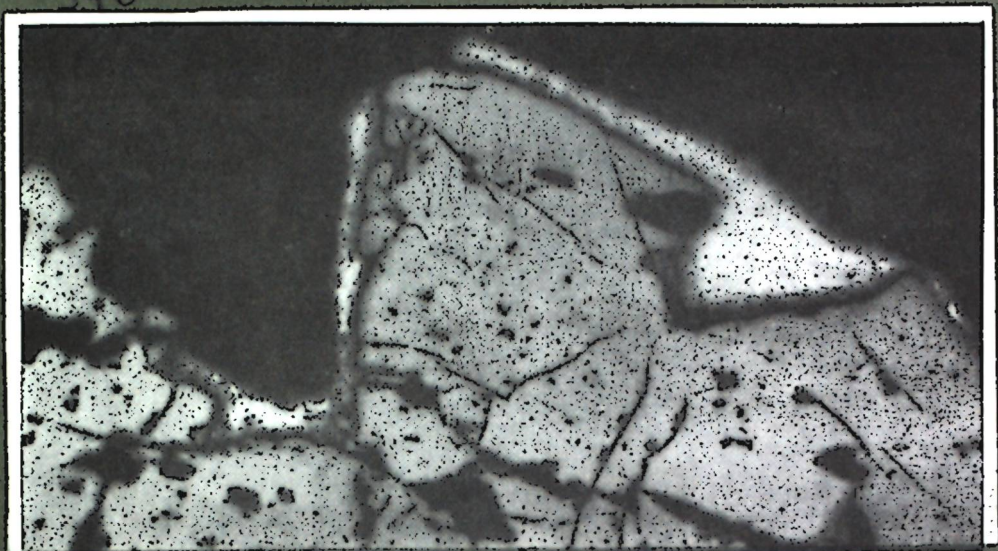


П-59/3  
390



# МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИБИРИ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ  
Выпуск 370

ВСЕСОЮЗНОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО  
ЗАПИСКИ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ  
Выпуск 5

# МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИБИРИ

Ответственные редакторы  
д-р геол.-мин. наук Ю. Г. Щербаков,  
канд. геол.-мин. наук В. И. Сотников



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск-1977



г.н.г.д.

п.н.о.ч.з.д.



П-59/3

В сборнике приводятся новые данные по минералогии и геохимии медно-молибденовых, ртутных, железорудных, редкометалльных и других месторождений Сибири. Значительное место отводится геохимии золота в эндогенных и экзогенных процессах. Приводятся результаты детального анализа ряда минералов с использованием современных методов исследования.

Работа представляет интерес для минералогов, геохимиков и специалистов в области эндогенного и экзогенного рудообразования.

#### РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Академик В. С. Соболев (главный редактор), д-р геол.-мин. наук Н. И. Амшинский (зам. главного редактора), канд. геол.-мин. наук А. В. Ван, канд. геол.-мин. наук Н. С. Варганова, д-р геол.-мин. наук А. А. Годовиков, канд. геол.-мин. наук В. И. Довгаль, д-р геол.-мин. наук Ю. А. Долгов, канд. геол.-мин. наук Ю. В. Индукаев, д-р геол.-мин. наук Ю. И. Казанский, канд. геол.-мин. наук В. Г. Корель, канд. геол.-мин. наук И. В. Мариич, С. В. Ростовцев, канд. геол.-мин. наук В. И. Сотников, д-р геол.-мин. наук Ю. Г. Щербаков, канд. геол.-мин. наук А. И. Чепуров (отв. секретарь).

#### ПРЕДИСЛОВИЕ

В геологической науке последнего времени расширяется круг проблем, решаемых с привлечением новых прецизионных методов анализа состава и строения пород и минералов. Кроме минералого-геохимических все полнее используются точные методы исследования вещества для реконструкции условий образования рудных месторождений и совершенствования теоретической основы их поисков и оценки. Именно такую цель преследуют авторы данного сборника. В книге рассматриваются главным образом те аспекты минералогии и геохимии рудных месторождений, которые способствуют пониманию закономерностей их размещения в пределах пород того или иного состава и прежде всего путем выявления связей с ними как с источниками концентрируемых в рудах металлов. Во многих случаях объектами детальных геохимических исследований служат как неизменные вмещающие и подстилающие рудные поля, магматические и осадочные породы, так и продукты их гидротермального метаморфизма.

Систематическое прослеживание судьбы элементов в геологических событиях, предшествующих и сопутствующих рудообразованию, позволяет по-новому, на количественной основе подходить к выявлению многообразных способов заимствования рудного вещества и условий его концентрации. Сочетание детальных исследований отдельных минералов и их парагенетических ассоциаций с широкими обобщениями региональной геохимии создает научный потенциал для совершенствования, а иногда и для пересмотра принципов теории рудообразования, методов поисков и оценки месторождений. Сказанное позволяет надеяться, что сборник будет с интересом воспринят исследователями, занимающимися изучением и поисками рудных месторождений.

Д-р геол.-мин. наук Ю. Г. Щербаков

М 20805-808 238-77  
055(02)-77



© Издательство «Наука» 1977.

П 90432



## СИСТЕМАТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА

Многообразие состава руд, структур и геологической позиции золоторудных месторождений, различие их масштабов, перспективности и условий отработки давно вызывают у исследователей желание выявить главный критерий их отличия и служат причиной разработки многочисленных вариантов систематики. Основными классификационными признаками эндогенных золоторудных месторождений с прошлого столетия считаются генезис, глубина формирования, температура минералообразования, структура и морфология рудных тел, их геохимический состав, минеральные парагенезисы, околорудные изменения, связь с магматизмом и некоторые другие. Н. В. Петровская (1973), например, обосновывает диагностическое значение кварц-сульфидного отношения, или критерия сульфидности в рудах.

Не умаляя роли названных признаков, мы считаем, что ни один из них не может быть использован в качестве классификационного и тем более универсального. Целесообразно воспользоваться систематикой месторождений по формационному принципу. Под рудной формацией при этом мы вслед за С. С. Смирновым (1947), Е. А. Радкевич (1966) и В. А. Кузнецовым (1972) понимаем совокупность месторождений, основные черты химико-минералогического состава которых устойчивы в сходных геологических условиях. Преимущество такого типа систематики в том, что ею можно охватить все генетически разнородные концентрации золота, которые в классификациях, основанных на одном, двух или нескольких фиксированных признаках, обычно своего места не находят. Вместе с тем в природе они существуют, обладают выраженной геологической индивидуальностью, из них извлекается либо может извлекаться золото (например, из скарнов, метасоматических кварцитов, древних конгломератов, медно-молибденовых месторождений и т. д.).

Другое достоинство формационного принципа систематики рудных месторождений — лаконичность определений выделяемых формаций. Неоднородность их наименований, вызванная попеременным привлечением названий элементов, минералов, их классов, околорудных пород и иных признаков означает, что они по существу представляют собой всего лишь понятные геологам символы, на основании которых каждая формация может быть достаточно подробно охарактеризована по всем названным и другим, имеющим хоть сколько-нибудь диагностическое значение параметрам. Обзору и краткой характеристике золотоносных рудных формаций и посвящено настоящее сообщение. В числе выделяемых нами 16 главных формаций 11 можно считать собственно золоторудными, а 5 — золотосодержащими. И среди них нет ни одной ранее не фигурировавшей в иных классификациях под таким же или сходным названием.

Особенность предлагаемой систематики в группировке формаций по преимущественной их принадлежности к определенным типам земной коры, отвечающим последовательным уровням ее развития и поэтому закономерно отличающимися своей геохимической специализацией. Последняя дана в соответствии с ранее аргументированными подразделениями элементов по тенденции их радиального распределения в Земле на цент-

ростремительные ( $\Pi_1$ ), минимально-центробежные ( $\Pi_2$ ), дефицитно-центробежные ( $\Pi_3$ ) и центробежные ( $\Pi_4$ ) (Щербаков, 1971). Максимально-центробежные элементы, концентрация которых достигает максимума в атмосфере, в данном случае не рассматриваются, поскольку в рудах их накопления не происходит (см. таблицу).

Для каждого основного типа земной коры приведены главные комплексы пород-носителей и источников золота в процессах рудообразования с присущим для них средним его содержанием. Помимо перечисленных данных сопоставлены золото-серебряные отношения в рудах и золотомагнетитовых комплексах пород, а также ассоциации элементов, концентрирующихся с золотом в различных по уровню развития и геохимической специализации провинциях. В качестве одной из ведущих причин отличия месторождений и формаций выделена их принадлежность к определенным фрагментам термофлюидных систем (см. таблицу).

**Хромит-платиноидная формация** золотоносных руд представлена обыкновенно мелкими месторождениями магматических сульфидных вкрапленников и хромитовых шпиров в дифференцированных гипербазах. Проявлена формация на Урале, в Восточной Африке, Алтае-Саянской складчатой области. Характерна вкрапленность золота в оливинах. Некоторая часть благородных металлов нередко перераспределена и сконцентрирована метасоматически. Значительные масштабы месторождений не известны.

**Золото-лиственитовая формация**, как и предыдущая, связана с гипербазами — наиболее тугоплавким продуктом расщепления глубинного земного вещества. Возникновение месторождений этой формации обязано гидротермальному перераспределению золота и других халькофилов из числа центростремительных элементов при воздействии на гипербазиты горячих растворов разного происхождения и возраста. Месторождения этой формации, обыкновенно представленные зонами вкрапленно-штокверковой минерализации в массивах ультраосновных пород, расположены вдоль протяженных, долгоживущих глубинных разломов. Эти же разломы в породах иного состава контролируют золотое оруденение других типов. При лиственитизации гипербазитов под воздействием растворов, связанных с кислыми и щелочными магмами, спектр выщелоченных из ультраосновных пород и сконцентрированных в рудах центростремительных элементов пополняется центробежными элементами, первоначальное содержание которых в гипербазах очень мало. Подобного рода гидротермальный гибризм проявлен концентрацией Ba, Te, V и других в Зодском рудном поле, приуроченном к гипербазитам офиолитового пояса Армении.

**Медно-колчеданная формация** с золотом проявлена исключительно в вулканогенных толщах базитового состава. Главным ее поисковым признаком в обширных полях вулканитов служат участки интенсивных гидротермальных изменений, выраженных хлоритизацией, альбитизацией, эпидотизацией, окварцеванием и осветлением пород, их дорудной пиритизацией. Представляя в основной своей массе зоны выщелачивания и выноса железа, меди, цинка и золота из петрогенных силикатов и акцессорного магнетита, предрудные поля метасоматитов характеризуются общим понижением магнитности, слабыми и локальными отрицательными аномалиями силы тяжести, связанными с понижением плотности гидротермально измененных пород и повышением электропроводности. Геохимические аномалии представлены центростремительными (Cu, Co, Ni) и минимально-центробежными элементами (Zn, P, Ti, V, Mn). Благодаря значительным масштабам оруденения добыча золота при невысоком его содержании рентабельна при разработке попутно с медью. Наиболее изучены месторождения этих формаций на Восточном Урале и в Рудном Алтае. Существенная особенность состава руд заключается в близости количественных отношений Zn/Pb, V/Fe, Mn/Fe, Co/Ni



Геохимические провинции и главные эндогенные

| Тип<br>поры                                                           | Геохимическая провинция                                                                | Группа элементов                | Главные носители и источники золота (среднее содержание, мг/т)        | Рудная формация                                            | Фрагменты термомофлюидных систем |
|-----------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------|----------------------------------|
| Структурно-формационные зоны складчатых областей, в том числе древних | Слабо дифференцированные существовавшие базальтоидные с натриевыми гранитоидами        | Ц <sub>1</sub>                  | Гипербазиты (5—10)                                                    | Хромит-платиноидная, золото-лиственитовая                  | Корневые                         |
|                                                                       |                                                                                        | Ц <sub>1+2</sub>                | Базальтоиды (3—7)                                                     | Медно-колчеданная                                          | Корневые                         |
|                                                                       |                                                                                        |                                 | Гранитоиды (2—5)                                                      | Золото-сульфидно-кварцевая                                 | »                                |
|                                                                       |                                                                                        |                                 | Их контактовые ореолы (5—10)<br>Гетерогенные железистые породы (5—15) | Золото-сульфидно-скарнивая<br>Золото-окисно-железистая     | Корневые, стволые<br>Корневая    |
| Зоны тектоно-магматической активизации и постороженного магматизма    | Глубоко дифференцированные вулканогенно-осадочные и осадочные с каменными гранитоидами | Ц <sub>1+2+3+4</sub>            | Грауваки и эффузивы разной основности (2—4)                           | Колчеданно-полиметаллическая                               | Корневые, стволые                |
|                                                                       |                                                                                        |                                 | Углеродистые черные сланцы (2—50)                                     | Золото-кварц-сульфидная (выраженно-прожилковая)            | Стволые, апикальные<br>Корневая  |
|                                                                       |                                                                                        |                                 | Граниты и их контактовые ореолы (3—10)                                | Золото-кварцевая (жилы)                                    | Стволые                          |
|                                                                       |                                                                                        |                                 | Конгломераты (10—100)                                                 | Древних золотоносных конгломератов (полигенная)            | Корневые                         |
| Платформ и щитов                                                      | Складчатых областей                                                                    | Ц <sub>1+3+4</sub> (халькофилы) | Андезиты, дациты, липариты, щелочные базальтоиды (2—7)                | Золото-серебряная                                          | Стволые, апикальные              |
|                                                                       |                                                                                        |                                 | Глинистые сланцы (2—10)                                               | Медно-молибденовая                                         | То же                            |
|                                                                       |                                                                                        |                                 | Метаморфические сланцы, граниты (2—4)                                 | Золото-кварц-хальцедоновая (бонанцевая, близповерхностная) | Апикальные                       |
|                                                                       |                                                                                        |                                 | Малые интрузии (2—4)<br>Базальтоиды (2—7)                             | Золото-сульфидная (в карбонатных породах)                  | »                                |
| Платформ и щитов                                                      | Складчатых областей                                                                    | Ц <sub>1-2</sub>                | Графиты (10—100)                                                      | Медно-никелевая                                            | Корневые                         |

и других геохимически родственных металлов в рудовмещающих толщах, что наряду с перераспределением при гидротермальном метаморфизме приводит к выводу об их местном источнике. Золотоносные кварцевые жилы среди вкрапленных медно-колчеданных руд, всегда более поздние, малочисленные, бедны, невелики и редко представляют самостоятельный промышленный интерес.

Золото-сульфидно-кварцевая рудная формация, пожалуй наиболее классическая и лучше изученная, по-прежнему вызывает дискуссии по поводу источника золота в кварцевых жилах. Месторождения этой формации распределены в силикатных породах разного типа и возраста преимущественно повышенной основности, нередко вне видимой связи с интрузиями, а если в гранитоидах, то главным обра-

золоторудные и золотосодержащие формации

| Ag/Au     |         | Элементы, концентрирующиеся в рудах                     | Минеральный тип                                                                                                                                               | Примеры месторождений                                                          |
|-----------|---------|---------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------|
| в породах | в рудах |                                                         |                                                                                                                                                               |                                                                                |
| 10        | 5—15    | Pt, Os, Ir, Ni, Co, Cr                                  | Золоторудный, золотосульфидный                                                                                                                                | Нижнетагильское, Гора Зеленая (Кузнецкий Алатау)                               |
| 25        | 10—15   | Fe, Cu, Zn                                              | Золото-медно-цинково-колчеданный                                                                                                                              | Сибайское, Блявинское, Урупское                                                |
| 40        | 0,5—60  | »                                                       | Золото-пирротин-халькопиритовый                                                                                                                               | Поркупайн, Коммунар, Стенник                                                   |
| 20        | 0,5—1,0 | »                                                       | Золото-борнит-халькозинный и др.<br>Золото-магнетитовый, золото-гематитовый                                                                                   | Синюхинское, Натальевское<br>Карпийское                                        |
| 20—50     | 10—100  | Pb, Zn, Cu, Ag, Ba, Bi, Te, Se                          | Золото-баритовый, золото-висмутитовый                                                                                                                         | Копна, Урское, Салаирское, Змеиногорское                                       |
| 50—100    | 0,5—3   | Fe, As<br>As, Sb, Hg, W, B, Mo<br>U, Zr, Ti, Os, Ir, Cr | Золото-арсенипиритовый, золото-галенитовый и др.<br>Золото-турмалиновый, золото-шеселитовый, золото-антимонитовый, золото-киноварный и др.<br>Золото-урановый | Мурунтау<br>Советское, Бепидго, Колар<br>Витватерсранд, Жакобина, Блайнд Ривер |
| 50        | 30—200  | Ag, Te, Mn, Sb, Hg, Sn, Mo, Pb, Zn, Ca, Co              | Золото-теллуридный, родохрозит-алабадин-галенит-сфалеритовый и др.                                                                                            | Сакрымб, Бая Сирия, Топопа, Комсток, Пачука, Карамкен                          |
| 20        | 10—40   | Cu, Mo                                                  |                                                                                                                                                               | Каджаранское                                                                   |
| 20—40     | 0,5—50  | Fe, Ag, F, Hg, Pb, Sb<br>Fe, As, Te, Se, Bi, Pb         | Золото-теллуридный с сульфосолями, сульфидами, адуларом и др.<br>Золото-пирит-арсенипиритовый                                                                 | Балейское<br>Лебединское, Ольховское                                           |
| 25        | 10—100  | Cu, Ni, Co, Pt, Pb                                      | —                                                                                                                                                             | Норильское, Седберн, Писизва                                                   |

зом кальций-натровых. В рудах формации концентрируется крайне ограниченный спектр халькофильных элементов только из числа Ц<sub>1-2</sub>. Их соотношения близки к базальтоидным. Следовательно, первоисточники золота основных пород, отличающихся, как известно, несколько повышенным (3—7 мг/т) его средним содержанием, в месторождениях тождественны.

Для формации характерны месторождения жильного типа. В корневых частях жильных систем значительно возрастают объемы предрудно-метасоматических измененных боковых пород, из которых вынесена большая часть золота, о чем можно судить, сопоставляя рудные поля, поразному вскрытые эрозией и горными работами. В корневых частях жилы малочисленней и бедней, чем на верхних горизонтах. По восстанию жиль-



ных систем среднее содержание в них золота с учетом неравномерности его столбового распределения возрастает, а объем предрудно измененных пород с пониженным содержанием благородного металла сокращается. Изменение объема околожильных и рудных образований отражено на крупномасштабных магнито- и гравиметрических картах и указывает зоны растворения золотоносного акцессорного магнетита. Гидротермальный процесс, стимулировавший вынос и перераспределение, подчас неоднократное, и рудную концентрацию золота, связан с пульсационно затухающей магматической деятельностью гранитоидных плутонов либо с региональным метаморфизмом.

В последнем случае масштабы месторождений, если судить по материнской жиле в Калифорнии, могут быть особенно значительными. Вертикальный размах промышленного оруденения определяется устойчивостью на глубину трещинных структур и термостатированных интервалов (250—150°C). Их протяженность, судя по рудному полю Колар в Индии, значительно вскрытому эрозией, может превышать 5—6 км. Подразделение месторождений на типы разной глубинности, основанное на материале по месторождениям главным образом золото-сульфидно-кварцевой формации, видимо, чаще отражает не принципиальные различия условий рудопроявления, а лишь разный уровень от поверхности вскрытых рудных полей. Не случайно, что к глубинным отнесены наиболее древние, а к близповерхностным — молодые рудные поля.

Золото-сульфидно-скарновая формация характеризуется четко выраженным наложением вкрапленно-штокерково-кварцево-сульфидного оруденения на гидротермально дорудно измененные скарны различного состава. Такое наложение не случайно. Оно происходит исключительно в приконтактной части палингенных гранитоидных массивов, залегающих и возникающих внутри и за счет вулканогенно-осадочных пород с более высоким содержанием золота, чем в гранитоидах при их кристаллизации (1—2 мг/т). Избыточное золото совместно с также избыточным против гранитоидной эвтектики железом обособляется от магмы, видимо, при ее возникновении и отлагается вокруг массивов в слабо золотоносных (5—10 мг/т) высокотемпературных ореолах магнетитовых импреньций и скарнах. При наложении на них гидротермального (250—150°C) метаморфизма золото перераспределяется с образованием зон истощения и зон повышенных концентраций. Последние часто отличаются сложной морфологией и высоким двух-, трехзначным средним содержанием золота, прослеживающимися на значительную глубину. В крупных скарновых провинциях формация может представлять значительный промышленный интерес, ранее явно не дооценивавшийся.

Золото-окисно-железистая формация относится пока к числу наименее изученных. Ее особенность заключается в развитии среди высокожелезистых отложений, главным образом осадочных или вулканогенно-осадочных. Ассоциация видимого самородного золота с гематитом или магнетитом имеет эпигенетический характер. Повторяемость подобного рода почти полностью бессульфидных золото-окисно-железистых ассоциаций преимущественно в докембрийских комплексах Бразилии, Австралии, Казахстана и Восточного Забайкалья довольно устойчива и нуждается в специальных исследованиях.

Общий признак колчеданно-полиметаллической формации — весьма сложный состав руд, в котором основная роль принадлежит помимо пирита галениту, сфалериту, халькопириту, а также бариту, теллуридам, сульфидам серебра, висмута, ртути и в меньшей мере другим минералам, образующим метасоматические вкрапленные и сливные залежи в вулканогенно-осадочных толщах. В отличие от медно-колчеданной формации месторождения колчеданно-полиметаллической развиваются в более дифференцированных и сложных по составу комплексах пород, в которых заметная роль принадлежит кислым эффузивам

и песчано-сланцевым отложениям с более высоким средним содержанием центробежных элементов. Это отражено в составе руд, наследующих их количественное соотношение. Содержание золота в месторождениях обычно невелико, но всегда представляет интерес для попутной добычи. Во многих крупных рудных телах повышенное содержание золота приурочено к их апикальным участкам и к поздним минеральным генерациям. Поисковыми признаками рудных полей считаются обширные зоны околорудных метасоматитов, осложняющие конфигурацию физических полей и многоэлементные вторичные ореолы.

Геологическая позиция золото-кварцевой формации и близка к колчеданно-полиметаллической. Ее самостоятельное выделение оправдано распространенностью обширных полей золотоносных метасоматических кварцитов в вулканогенных и карбонатных комплексах пород не только в связи с полиметаллическими рудами, но и независимо от них. Золотоносные кварциты возникают как остаточные, реже перемещенные продукты гидротермально-метасоматического разделения петрогенных компонентов вулканогенных пород. Золото в них связано с завершающей и потому наложенной на кварциты стадией минерализации. Состав оруденения подчинен составу подвергнутых окварцеванию образований. С увеличением их кислотности и дифференцированности возрастает сопутствующая золоту концентрация центробежных элементов свинца, бария, серебра, теллура и других, как это прослеживается на месторождениях Салаира и Рудного Алтая.

Золото-кварц-сульфидная формация вкрапленно-прожилковых руд в черных сланцах характеризуется сравнительно низким, но устойчивым средним содержанием золота. Особенностью формации представляется развитие ее в осадочных или частью метасоматических углеродистых породах с повышенным местным содержанием золота (10—100 мг/т) и относительно небольшое его перераспределение при гидротермальном метаморфизме, проявляющееся на обширных площадях и часто на значительном удалении от интрузий. Месторождения формации отвечают корневым зонам гидротермально-метаморфических систем, что фиксируется возникновением сульфидных и кварцевых прожилков. Наряду с преобладающим пиритом в рудах повышены концентрации мышьяка, иногда сурьмы, урана и других центробежных, но химически довольно активных элементов из числа накапливающихся сингенетически в углеродистых сланцах. Формация широко проявлена в докембрийском многоосинклинальном обрамлении Сибирской платформы, в палеозойских отложениях Средней Азии и мезозойских — Северо-Востока СССР.

Золото-кварцевая жильная формация отвечает в основных чертах выделяемой Н. В. Петровской (1973) малосульфидной формации, развитой в многоосинклинальных областях. Представляя главную стволую зону гидротермальных систем, термостатированных на значительную глубину, месторождения формации беднее сульфидами и особенно пиритом, чем их аналоги в более железистой обстановке эвгеосинклиналей, отнесенные нами к золото-сульфидно-кварцевой формации. Наличие переходных или промежуточных типов, на наш взгляд, обусловлено долей участия в рудогенерирующем и вмещающем жилы разрезе глинисто-сланцевых, базальтических либо карбонатных пород. Их состав определяет общее количество сульфидов в рудах, спектр концентрирующихся с золотом элементов и в конечном счете минеральные типы. О промышленном значении формации можно судить по месторождениям Сибири и района Бендиги в Австралии. Среднее содержание золота в рудах закономерно и значительно выше, чем в месторождениях золото-кварц-сульфидной вкрапленно-прожилковой при более неравномерном, столбовом их распределении и, пожалуй, меньших запасах.



Формация золотоносных конгломератов представлена одним крупнейшим промышленным месторождением Витватерсранд в Южной Африке. Сходные по минералого-петрографическим и геохимическим признакам поля Бразилии, Канады и Курской магнитной аномалии по богатству и масштабам оруденения с ними не сопоставимы. Уникальность Витватерсранда и формации, как представляется, связана с многоэтапностью ее развития при исключительно благоприятных условиях проявления каждого последовательного процесса концентрации золота — первоначально в кварцево-жильных полях древнейшего этапа рудообразования, затем в древней коре выветривания и питающихся в ней россыпях и, наконец, при регионально-гидротермальном метаморфизме золотоносных отложений. Данные по этому гигантскому рудному полю убеждают в том, что, чем крупнее и интенсивнее последовательные процессы концентрации элемента, тем уникальнее их сочетание.

Золото-серебряная формация известна по близповерхностным месторождениям, возникающим в постороженном этапе или при тектоно-магматической активизации в связи с вулканизмом, развитым на коре континентального или переходного типа. Для рудных провинций характерно понижение мощности коры, сопровождающееся увеличением щелочности магматических процессов. В рудах при этом возрастает роль дефицитно-центробежных элементов (Ag, Te, Se, Hg) наряду с резким смещением их количественных соотношений сравнительно с главными типами магматических и осадочных пород (в пользу относительно более центробежных и дефицитно-центробежных). Так, с увеличением серебро-золотого отношения возрастают кобальт-никелевое, молибден-медное, свинцово-цинковое, уран-ториевое, калий-натриевое и др. Объясняется это увеличением вертикального интервала эндогенного предрудного фракционирования элементов с удалением на глубину источников рудного вещества, каковыми в данном случае нам представляются области глубинной базификации и эклогитизации корней континентальной коры. Подобный механизм понижения мощности коры не только за счет ее эрозии, но, главное, за счет воздымания поверхностей М и К объясняет вынос наряду с химически наиболее активными центростремительными золотом, кобальтом, марганцем, в первую очередь не накапливающимися в базальтоидах, транзитных для основных пород дефицитно-центробежных элементов: рутит, молибдена, теллура, селена и др. Таким образом, в уровне геохимической эволюции коры, понижении ее мощности, щелочном вулканизме и возникновении характернейшей для названных условий золото-серебряной формации прослеживаются черты сходства рудных провинций тихоокеанского вулканического кольца и Трансильвании.

Медно-молибденовая формация, не являясь в общепринятом смысле собственно золоторудной, как показывают данные по Забайкалью, Монголии, Болгарии, несет и заслуживающую внимания золотоносность. Месторождения формации образуют вкрапленно-штокерковые мощные зоны в участках брекчирования куполов и краевых частей гранитоидных, граносиенитовых интрузий повышенной щелочности. Связь формации с глубоко дифференцированными магматическими комплексами, сходными с только что описанными и характерными для участков тектонической активации консолидированных блоков, позволяет допустить близкие условия рудообразования.

Золото-кварц-халцедоновая формация молодых бонанцевых близповерхностных месторождений отличается, пожалуй, наибольшим богатством руд, но вместе с тем и наиболее выраженной неравномерностью распределения благородного металла. Размещаясь, как правило, в древних гранитоидных и метаморфических комплексах и проникая в перекрывающие их вулканогенно-осадочные отложения юных тектонических депрессий, месторождения Балеиско-Тасеевского типа в

Забайкалье и Криппл-Крик в штате Колорадо США отличаются огромной экономической ценностью, хотя и не всегда прослеживаются на значительную глубину. Они также часто приурочены к породам с повышенной дорудной золотоносностью и железистостью, что позволяет использовать при их поисках геофизические методы. В отличие от золото-серебряной формации, судя по более близким к кларковому соотношениям рудных элементов, а также другим геологическим признакам, эти месторождения имеют менее глубинный источник рудного вещества и, возможно, потому менее надежны и на глубину, что, впрочем, нуждается в серьезной проверке.

Золото-сульфидная формация в карбонатных, иногда песчано-сланцевых с карбонатами породах также связана с зонами тектоно-магматической активизации платформ и щитов. Месторождения характеризуются нередко высокой продуктивностью руд, обусловленной нейтрализующим воздействием карбонатов на кислые железо- и золотоносные растворы, что влечет за собой развитие сульфидных тел и гнезд на контактах с известняками или доломитами.

Медно-никелевая формация, связанная с траппами платформ, отличается постоянной и нередко высокой примесью золота и других благородных металлов, более существенной, чем в габбро-гипербазитовых комплексах ранних стадий развития геосинклиналей. Отвечает это, по-видимому, оптимальным условиям магматической и затем метасоматической дифференциации материала в субвулканизме, которому, возможно, способствует существенное заимствование сульфатной серы в подстилающих траппы осадочных толщах. Все многообразие собственно золоторудных и других золотоносных формаций закономерно подчинено общей геохимической эволюции земной коры и происходящим в ней процессам метаморфической, магматической и гидротермальной дифференциации вещества. При развитии коры и увеличении ее мощности состав золотоносных формаций изменяется в сторону расширения спектра концентрирующихся в них элементов все более центробежных, а при постороженном сокращении мощности коры и ее тектоно-магматической активизации — в сторону все большего накопления элементов дефицитно-центробежных (Ag, Sn, Te, Se, Hg, Mo).

В фациальном отношении по мере развития термофлюидных систем различной глубины заложения и разного генезиса с переходом от корневых зон к стволным и апикальным бедные большеобъемные вкрапленно-сульфидные и вкрапленно-прожилковые рудные формации метаморфических комплексов сменяются кварцево-жильными и затем близповерхностными жильно-штокерковыми-бонанцевыми наиболее локальными, но максимально богатыми концентрированными рудами (см. таблицу).

Отмеченные закономерности должны быть использованы для прогнозной оценки рудных формаций в последовательных уровнях развития участков земной коры и для выбора рациональных принципов и методов поисков и разведки месторождений, которые в силу возникновения на разных стадиях термофлюидных систем характеризуются существенно отличающимися масштабами, структурно-морфологическими типами, богатством руд и распределением в них золота.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Кузнецов В. А. Рудные формации. — «Геол. и геофиз.», 1972, № 6, с. 3—14.  
Петровская Н. В. Самородное золото. М., «Наука», 1973. 347 с.  
Радкевич Е. А. К вопросу о классификации послемагматических месторождений и принципах выделения рудных формаций. — В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1966, с. 31—40.



- Смирнов С. С. О современном состоянии теории образования магматогенных рудных месторождений.—«Записки Минералог. об-ва», 1947, серия 2, ч. 76, вып. 1, с. 23—36.
- Щербатов Ю. Г. Геохимические условия размещения эндогенных месторождений.— В кн.: Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. Фрунзе, «ИЛИМ», 1971, с. 49—55.

Н. В. РОСЛЯКОВА, Н. Е. РАДОСТЕВА, Л. Н. ПОСПЕЛОВА,  
А. Д. КИРЕЕВ, Л. Д. ШИПИЛОВ

### ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКОМ КОМПЛЕКСЕ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Как известно, месторождения золото-серебряной формации наиболее широко развиты в мезо-кайнозойских вулканогенных поясах. В средне-верхнепалеозойских породах локализуются, например, золото-серебряные месторождения Узбекистана (Рудные формации..., 1969). Менее всего известны месторождения рассматриваемой формации, залегающие в еще более древних породах. К их числу относится изученное нами месторождение Кузнецкого Алатау. Оно приурочено к диоритовым порфири-там и диоритам эндоконтактной части Дудетского массива ордовик-силурийского гранитоидного мартайгинского комплекса. В пределах месторождения развиты дайки аплитового, сиенит-аплитового и диабазового, состава, а к югу от него выходят девонские граносиениты.

Рудные тела представлены крутопадающими жилами умеренной мощности и протяженности, развивающимися преимущественно вдоль контактов диоритов с диоритовыми порфиритами. Жилы сложены главным образом кварцем и в небольшом количестве кальцитом. Рудные минералы в жилах распределены очень неравномерно. В одних участках их практически нет, в других (значительно реже) они составляют до 15% и более, образуя гнезда.

Для изучения минерального состава руд использовались рентгено-спектральный и микроспектральный анализы.

Рентгеноспектральный анализ выполнялся на рентгеновском микроанализаторе MS-46 производства фирмы «Камека». Использовались наиболее интенсивные K $\alpha$ -, L $\alpha$ - и M $\alpha$ -аналитические линии определяемых элементов. Ускоряющее напряжение при определении всех элементов составляло 15 кВ, а для железа и меди — 20 кВ. В качестве эталонов использовались: на золото — сплав Au (750) — Ag (250) и чистое золото; на серебро — Ag<sub>3</sub>AsS<sub>3</sub> и чистое серебро; на серу, сурьму и мышьяк — Sb<sub>2</sub>S<sub>3</sub> и Ag<sub>3</sub>AsS<sub>3</sub>; на свинец — PbS; на медь и железо — CuFeS<sub>2</sub>; на висмут — Bi<sub>2</sub>S<sub>3</sub>; на селен — Bi<sub>2</sub>Se<sub>3</sub>; на олово и теллур — чистые металлы.

Измеренное отношение интенсивности исправлялось на поглощение рентгеновского излучения в образце по методу Филибера, на влияние атомного номера — по Данкамбу — Риду и на флюоресценцию от характеристического спектра — по Риду. Использовались массовые коэффициенты поглощения из таблиц Хейнриха. Поправки вычислялись методом последовательных приближений на ЭВМ БЭСМ-6 по специальной программе. Следует отметить нестабильное поведение под зондом серебро-содержащих минералов и в связи с этим сложность установления их состава.

Микроспектральный анализ выполнялся на лазерном микроспектроанализаторе при работе лазера в режиме свободной генерации (Арнаутов,

Киреев, 1971). Диаметр кратера испарения составляет около 150 мкм, глубина поражения галенита 320, пирита — 300, сфалерита — 180 мкм. Фотоматериал: высокочувствительная аэрофотопленка тип 15-800. Среднее относительное стандартное отклонение повторных определений составляет 15—25%. В связи с тем, что анализу подвергались зерна очень малых размеров, результаты чаще оказывались лишь качественными.

Проведенные исследования позволили наряду с обычными для золоторудных месторождений района минералами, такими, как пирит, арсенопирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит и т. п., установить и специфические минералы: гессит, алтаит, фрейбергит, биннит, теллур-содержащий канфилдит и другие (табл. 1). Замеры температуры гомогенизации включений в жильных кварцах показывают, что температурный интервал формирования золото-сереборудных тел 500—60°C.

По наблюдениям взаимоотношений минеральных ассоциаций в подземных горных выработках установлено три стадии минералообразования. В первую отложилась большая часть жильного кварца, пирит, шеллит, в меньшем количестве пирротин, арсенопирит и халькопирит. Здесь отмечены реликты вмещающей породы — ильменит и лейкоксен, темпе-

Минеральный состав и схема последовательности образования минералов месторождения

| Минерал                                    | Стадия минерализации  |                             |                             |
|--------------------------------------------|-----------------------|-----------------------------|-----------------------------|
|                                            | ранняя,<br>400-300 °C | продуктивная,<br>250-120 °C | пострудная,<br>менее 100 °C |
| Кварц                                      | —                     | —                           | —                           |
| Ильменит                                   | —                     | —                           | —                           |
| Шеллит                                     | —                     | —                           | —                           |
| Пирит                                      | —                     | —                           | —                           |
| Арсенопирит                                | —                     | —                           | —                           |
| Пирротин                                   | —                     | —                           | —                           |
| Халькопирит                                | —                     | —                           | —                           |
| Карбонат                                   | —                     | —                           | —                           |
| Сфалерит                                   | —                     | —                           | —                           |
| Галенит                                    | —                     | —                           | —                           |
| Фрейбергит                                 | —                     | —                           | —                           |
| Биннит (?)                                 | —                     | —                           | —                           |
| Буланжерит                                 | —                     | —                           | —                           |
| Джемсонит                                  | —                     | —                           | —                           |
| Пираргирит                                 | —                     | —                           | —                           |
| Алтаит                                     | —                     | —                           | —                           |
| Гессит                                     | —                     | —                           | —                           |
| Аргентит                                   | —                     | —                           | —                           |
| Электрум                                   | —                     | —                           | —                           |
| Серебро самородное                         | —                     | —                           | —                           |
| Армайолит                                  | —                     | —                           | —                           |
| Бенжаминит (?)                             | —                     | —                           | —                           |
| Теллур самородный (?)                      | —                     | —                           | —                           |
| Теллуросодержащий канфилдит                | —                     | —                           | —                           |
| Теллуросодержащие сульфоантимониты серебра | —                     | —                           | —                           |



температура гомогенизации вакуолей в кварце около которых наиболее высокая — 500—400°C. С удалением от последних она понижается до 350—300°C. Следующая стадия среднетемпературная, продуктивная. Наряду с пиритом, арсенопиритом, пирротинном, для нее характерны сфалерит, галенит, буланжерит, джемсонит, теллуриды, электрум и др. Температура гомогенизации микровключений в кварце 250—200°C, а около выделений галенита с золотом, серебром и серебряными минералами — 200—120°C. Минералы продуктивной стадии в целом тяготеют к бокам жил, сложены минералами первой стадии, чаще распределяясь в виде полос, параллельных залыбандам, но нередко образуют гнезда и вкрапленности по всей мощности жил. В участках жил с большим количеством раннего пирита они тяготеют к нему. Третья стадия минералообразования, постпродуктивная, развита повсеместно широко и представлена главным образом кварцем, кальцитом и пиритом. Температура гомогенизации вакуолей здесь преимущественно ниже 100°C.

По содержанию в рудах заслуживают внимания золото, серебро, теллур, висмут, сурьма и олово.

Золото в рудах находится преимущественно в твердом растворе с серебром в виде микроскопически обнаруживаемых выделений в галените, пираргирите, гессите, сфалерите, пирите, карбонате, чаще на контактах этих минералов (фото 1). Размер выделений от <0,001 мм до 0,05 мм и более. Форма их округлая, угловатая до правильной с шестигральными сечениями или соответствует конфигурации контакта минералов и интерстиций. По пробности выделяются две разновидности твердого раствора, где золото в среднем составляет 74 и 52,5% по двум и трем микроанализам соответственно. Обе разновидности практически относятся к электруму и являются результатом одной, продуктивной, стадии минералообразования. Наблюдаются они на одних и тех же гипсометрических уровнях, поскольку в пределах одного полированного шлифа они совместно не встречены, прямых возрастных взаимоотношений между ними не установлено. Можно лишь отметить, что высокопробный электрум характеризуется большими размерами выделений и развивается около пиритовых зерен, в то время как низкопробный — на контакте с серебряными минералами. Это позволяет предположить более раннее образование электрума с 74% золота. Низкопробный электрум, по-видимому, завершает процесс выделения золота как минерала. Распространены электрумы повсеместно.

Кроме того, в сульфидах широко развито тонкодисперсное золото. Так, по данным рентгеноспектрального микроанализа и микроспектрального анализа в участках без микроскопически обнаруживаемых выделений золота в галените его содержится до 0,4%, в гессите — до 0,2%, в аргентите, пираргирите — сотни граммов на тонну и т. д.

Минералы ранней, высокотемпературной, стадии характеризуются, как и во всех золоторудных месторождениях, более низкими содержаниями золота (табл. 2).

Наиболее богаты золотом сульфиды продуктивной среднетемпературной (250—150°C) стадии минералообразования. Так, в пирите этой стадии оно достигает 0,065%, в то время как в раннем высокотемпературном пирите его менее 1·10<sup>-4</sup>%, что на порядок ниже обычного для ранних пиритов золоторудных месторождений (Сахарова, 1968; Рослякова, 1968; и др.).

Серебро входит в состав электрума и образует самостоятельные выделения и ряд минералов с теллуrom, сурьмой, серой, оловом и висмутом: гессит, аргентит, пираргирит и другие более сложные соединения в виде мелких включений, главным образом в галените, реже сфалерите и пирите.

Гессит — наиболее распространенный минерал серебра. Он встречается повсеместно и составляет иногда до 1—5% массы галенита. Размер выделений гессита от 0,001 мм и менее до 0,36 мм, обычными являются

Таблица 2  
Результаты нейтронно-активационного анализа на золото в мономинералах

| Минерал  | Стадия       | Содержание золота, усл. ед. |
|----------|--------------|-----------------------------|
| Кварц    | Ранняя       | 16,40                       |
| »        | Продуктивная | 40,25                       |
| Шеслит   | Ранняя       | Не обн.                     |
| »        | »            | 9,08                        |
| Пирит    | »            | 539,00                      |
| »        | »            | 287,70                      |
| »        | Продуктивная | 51 937                      |
| »        | »            | 65 076                      |
| Галенит  | »            | 38 440                      |
| »        | »            | 5 869                       |
| »        | »            | 1 845                       |
| Сфалерит | »            | 14 371                      |
| »        | »            | 1 262                       |

Примечание. Аналистик Р. Д. Мельникова.

0,001—0,005 мм. Наиболее крупные из них приурочены к контакту галенита с кварцем, пиритом, сфалеритом. Контуры выделений чаще прямые, иногда округлые (фото 2, а — г). Выделения гессита, как правило, представлены мелкозернистыми агрегатами. Характерно наличие пластинчатых и паркетных двойников, хорошо различимых при скрещенных николях (фото 2, б), что служит показателем низкой температуры образования минерала (Безсмертная и др., 1969). Отражательная способность во всех сечениях зерен и при разных положениях столика микроскопа ниже, чем у галенита. Цвет минерала серовато-белый с коричневым оттенком. Анизотропия отчетливая, от серой до оранжевой. В масляной иммерсии при скрещенных николях он изменяется от коричневого до зеленоватого или голубовато-зеленоватого. Световое травление проявляется в значительной степени. Определение химического состава с помощью микроанализатора показало, что минерал содержит серебра несколько меньше, чем типичный гессит (Минералы Узбекистана, 1960) (табл. 3). В некоторых зернах гессита содержится до 1,84% висмута, возможно, за счет примеси тетрадимита, до десятых долей процента серы. Селен, сурьма, медь, железо, олово, мышьяк, свинец не обнаружены.

Аргентит в рудах наблюдается значительно реже, чем гессит. От гессита отличается отсутствием коричневатого оттенка, очень слабой анизотропностью и более «грязным» видом после светового травления. Размеры и форма зерен гессита и этих выделений аналогичны. Два микроанализа минерала показали наличие большого количества серебра и отсутствие теллура. Обнаружены медь, свинец, висмут и 0,01% золота.

Пираргирит в галените очень мало (десятые или даже сотые доли процента) в виде включений 0,005—0,007 мм, изредка до 0,04 мм, обычно на контакте с вмещающим кварцем или сфалеритом. Из-за сильных внутренних рефлексов темно-красного цвета внутреннее строение зерен не установлено. Очень часто минерал несет вкрапленность мельчайших (<0,001 мм) зерен электрума и серебра. Возможно, этим и объясняется несколько повышенное содержание серебра в минерале по сравнению с теоретическим (см. табл. 2).

Блеклые руды распространены примерно так же, как и пираргирит. Наблюдаются они в виде мелких (редко до 0,04 мм) включений в галените и сфалерите. Встречены две разновидности минерала: фрейбергит и биинит.



Таблица 3

Результаты количественного рентгеноспектрального микроанализа, %

| Минерал                                     | Количество по анализу | Ag    | Pb    | Bi   | Sn   | Cu       | Fe   | Sb    | Te       | Se       | S     | Сумма  |
|---------------------------------------------|-----------------------|-------|-------|------|------|----------|------|-------|----------|----------|-------|--------|
| Гессит                                      | 2                     | 60,69 | —     | —    | —    | —        | —    | —     | 36,79    | —        | 0,15  | 97,63  |
| Пираргирит                                  | 2                     | 64,86 | —     | —    | —    | —        | —    | 23,23 | —        | —        | 12,98 | 101,06 |
| Фрейбергит                                  | 4                     | 29,56 | —     | —    | —    | Не опр.* | 4,68 | 26,58 | —        | Не опр.* | 21,33 |        |
| Фрейбергит                                  | 4                     | 18,79 | —     | —    | —    | Не опр.* | 5,65 | 26,43 | —        | »        | 21,76 |        |
| Теллурсодержащий серебранный сульфосоль № 1 | 2                     | 60,28 | —     | 0,04 | —    | —        | 0,03 | 7,42  | 24,15    | —        | 6,07  | 97,99  |
| Теллурсодержащий серебранный сульфосоль № 2 | 2                     | 64,35 | —     | —    | —    | —        | —    | 13,16 | Не опр.* | —        | 11,37 |        |
| Канфилдит                                   | 3                     | 61,10 | —     | 0,03 | 8,56 | —        | 0,04 | —     | 18,84    | 0,10     | 9,49  | 98,16  |
| Буланжерит                                  | 2                     | —     | 56,89 | —    | —    | 0,12     | 0,12 | 23,62 | —        | —        | 18,09 | 98,85  |
| Джесмонит                                   | 2                     | —     | 42,73 | 0,31 | —    | 0,04     | 0,07 | 36,76 | —        | —        | 20,67 | 100,54 |

Примечание. Au и As не обнаружены.

\* Элемент в минерале установлен, но количественно не оценен.

Фрейбергит в отраженном свете характеризуется серовато-белым цветом со слабым зеленоватым оттенком. Результаты микроанализа (см. табл. 2) показали, что состав минерала в общем соответствует фрейбергитам, химический анализ которых приведен в справочнике «Минералы» (1960). Микроспектральным анализом установлены следы висмута. Мышьяк не обнаружен.

Биннит из-за редкой встречаемости и мелких размеров выделений анализу не подвергался, но четкий синий оттенок зерен в отраженном свете указывает на богатую серебром медно-мышьяковую блеклую руду.

Арамайонт ассоциирует с гесситом. Образует включения 0,01, иногда до 0,04 мм в гессите, на контакте его с вмещающим галенитом, от неправильной до овальной формы. Это зеленовато-белый с высоким двупреломлением анизотропный минерал. По данным рентгеноспектрального анализа, в нем содержится (%): сурьмы — 23, серы — 20,4, висмута — 2,7, теллура — 0,5, свинца и меди нет, золото и серебро не определялись. Микроспектральным анализом установлено наличие серебра более 10%, золото не обнаружено.

Бенжаминит (?) наблюдается в виде редких включений (до 0,03 мм) в галените в сростании с гесситом. По цвету, отражательной способности, анизотропии из-за малых размеров зерен и разобщенности он трудно отличим от арамайонта. Различить удастся только при анализе состава минерала. Микроспектральным анализом в нем установлены (%): серебро (более 10), висмут (1—10), свинец (более 10), медь и железо. Золото, сурьма, теллур, олово, цинк не обнаружены. По данным П. Рамдора (1962), формула бенжаминита выглядит так:  $Pb_2(Ag, Cu)_2Bi_4S_9$ . Зеленоватый оттенок при сравнении с галенитом наряду с другими свойствами затрудняет отличие минерала и от буланжерита.

Кроме рассмотренных минералов серебра в рудах в тесной ассоциации с гесситом содержатся два минерала сложного состава. Как показали результаты рентгеноспектрального микроанализа (см. табл. 3), это теллурсодержащие серебряные сульфосоли. Ни П. Рамдором (1962), ни М. С. Безсмертной и др. (1969), ни в справочнике «Минералы» (1960), ни в Трудах минералогического музея им. А. Е. Ферсмана минералов подобного состава не рассмотрено. Сульфосоли № 1 (см. табл. 3) соответствует формула  $Ag_{2,1}Sb(S_{3,1}Te_{3,1})_{0,2}$ . Ее зерна во всех положениях столика микроскопа чуть темнее галенита, со слабым зеленоватым оттенком, чем очень похожи на арамайонт. Отчетливо анизотропны. Форма выделений нередко с прямолинейными очертаниями, до овальной (фото 2, в). Сульфосоли № 2 (см. табл. 3) в отраженном свете зеленовато-серовато-белого цвета, заметно темнее первой, с более слабой, но вполне заметной анизотропностью. Форма ее выделений (фото 2, г, 3) пластинчатая и в общем заметно отличается от сульфосоли № 1. Как показывает результат рентгеноспектрального микроанализа (см. табл. 3), элементный состав рассматриваемых сульфосолой одинаков, но количественные соотношения компонентов в них различны. Из-за малых размеров зерен не представилось возможным провести рентгеноструктурный анализ теллурсодержащих серебряных сульфосолой.

Канфилдит наблюдается в сростании с гесситом, с теллурсодержащими сульфоантимонитами серебра, буланжеритом (см. фото 2, в, г). Размеры его зерен 0,003—0,01 мм, изредка до 0,02 мм. Цвет минерала серовато-белый, отражательная способность заметно ниже, чем у галенита. Изотропен. По составу он отличается от обычного канфилдита наличием теллура (см. табл. 3), который в формуле замещает два атома серы —  $Ag_{7,8}Sn_{1,0}S_{4,1}Te_2$ .

Выделения самородного серебра (1 мкм и менее) развиваются кроме галенита в аргентите, по периферии аргентитовых зерен, на контакте гессита с галенитом, в пираргирите, в карбонате. В качестве примеси серебра обнаружено в блеклых рудах, галените, пирите, арсенипирите, сфалерите, пирротине в количествах, значительно превышающих содержание в них золота.

Большая часть серебряных минералов и самородное серебро не выходят за пределы галенитовых агрегатов. Иногда они здесь играют заметную роль — до 5—10% (см. фото 2, а). Примечательно, что количество этих включений с глубиной месторождения уменьшается, а количество ранних сульфидов (пирита, пирротина, арсенипирита и халькопирита) при этом увеличивается.

Теллур связан главным образом с серебром в гессите, сульфоантимонитах серебра и канфилдите, которые рассмотрены выше, а также со свинцом в алтаите. В аргентите, пираргирите, буланжерите он обнаружен в качестве примеси.

Алтаит распространен в рудах в значительно меньшей степени, чем гессит, примерно как аргентит и пираргирит. Обычен в сростании с галенитом (фото 4, а, б). Проникновение алтаита по спайности в галените свидетельствует об образовании его одновременно с галенитом и несколько позже него. Размер выделений минерала от менее 0,001 до 0,08 × 0,01 мм. Рентгеноспектральным микроанализом в нем установлены свинец и теллур. Сера, медь, серебро, золото и висмут не обнаружены.

На контакте гессита с арамайонтом (?) встречен высокоотражающий сильно анизотропный минерал размером до 0,002 × 0,0005 мм. По микроскопическим наблюдениям и ассоциации минералов наиболее вероятно самородный теллур. Из-за малых размеров зерна микронзондирование провести не удалось.

Висмут входит в состав арамайонта и бенжаминита (?). В буланжерите его содержится до 3,28%, в гессите — до 1,84, в пираргирите — до 0,9, в галените — до нескольких процентов, в канфилдите — до 1% и



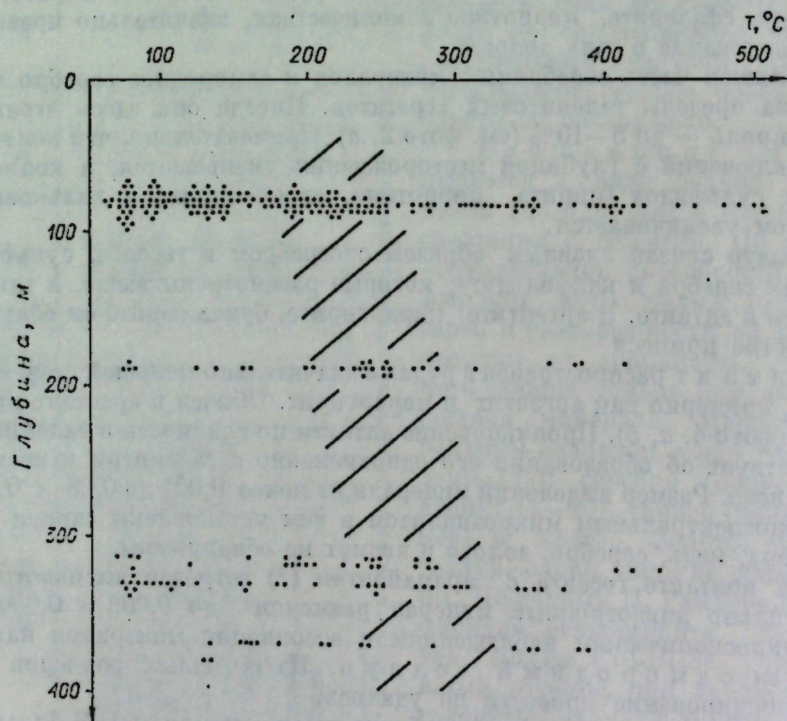
значительно менее — во фрейбергите. Возможно, он в форме тетрадимита, образует твердые растворы в этих минералах.

Сурьма в месторождении находится главным образом как составная часть буланжерита, джемсонита, пираргирита, фрейбергита, арамайонита и других сложных минералов и как примесь встречается в гессите.

Из минералов сурьмы наиболее распространен буланжерит. По количеству в рудах он стоит впереди всех серебряных минералов. Он тонко сростается с галенитом, проникает в сфалерит, образуя жилки. Чаще наблюдается в виде отдельных мелких (0,001—0,01 мм) зерен в галените, реже — в карбонате и кварце. Иногда его аллотриоморфнозернистые агрегаты достигают 1—2 мм (фото 5, а). Минерал с высоким дву- преломлением. В одном положении минерал почти сливается с галенитом, но остается все же темнее его, в другом — заметно темнее, с голубовато-зеленоватым оттенком. Эффекты анизотропии в воздухе сильнее, чем в иммерсии, в серых тонах. Анализ минерала с помощью микрозонда (см. табл. 3) показал, что его химический состав близок к теоретическому —  $Pb_{5,4}Sb_{3,6}S_{11}$ .

Джемсонит развивается совместно с буланжеритом, нередко по периферии агрегатов последнего, реже в виде обособленных зерен в галените. По количеству он значительно уступает буланжериту. Зерна его игольчатой формы с ромбическим сечением (см. фото 5, б). Они достигают 0,15 мм длины при толщине 0,005 мм. Изредка наблюдаются простые двойники. Но характерного для джемсонита железа ни рентгено-спектральным (см. табл. 3), ни микроспектральным анализами в заметном количестве не обнаружено (менее 0,1%). Формула минерала  $Pb_{4,3}Sb_{6,5}S_{14}$ .

Олово, обнаруживаемое в повышенном количестве в рудах, является главным образом составной частью канфилдита. Микроспектральным анализом оно, кроме того, установлено в пираргирите и арамайоните.



Температура гомогенизации включений в жильных кварцах золото-серебряного месторождения, Кузнецкий Алатау.

Таблица 4

Результаты изотопного спектрального анализа свинца галенитов, %

| $Pb^{204}$                      | $Pb^{206}$ | $Pb^{207}$ | $Pb^{208}$ | $Pb^{204}$                 | $Pb^{206}$ | $Pb^{207}$ | $Pb^{208}$ |
|---------------------------------|------------|------------|------------|----------------------------|------------|------------|------------|
| Золото-серебряное месторождение |            |            |            | Золоторудное месторождение |            |            |            |
| 1,39                            | 24,20      | 21,20      | 53,20      | 1,35                       | 24,60      | 21,50      | 52,55      |
| 1,46                            | 24,00      | 22,20      | 52,35      | 1,39                       | 24,60      | 22,00      | 52,00      |
| 1,43                            | 24,35      | 21,70      | 52,50      | 1,37                       | 24,55      | 22,00      | 52,10      |
| 1,32                            | 24,75      | 21,60      | 52,30      | 1,42                       | 24,00      | 21,30      | 53,30      |
| 1,37                            | 24,55      | 21,60      | 52,50      | 1,40                       | 24,55      | 21,60      | 52,45      |
| 1,35                            | 24,40      | 21,70      | 52,55      | 1,34                       | 24,40      | 21,35      | 52,90      |
| 1,38                            | 24,90      | 21,80      | 51,90      | 1,38                       | 24,40      | 21,40      | 52,80      |
| 1,39                            | 24,30      | 21,45      | 52,85      | 1,36                       | 24,60      | 21,45      | 52,60      |
|                                 |            |            |            | 1,40                       | 24,50      | 21,50      | 52,60      |
| Среднее                         |            |            |            | Среднее                    |            |            |            |
| 1,385                           | 24,43      | 21,66      | 52,52      | 1,38                       | 24,47      | 21,57      | 52,58      |

Распределение всех рассмотренных элементов в золото-серебряных рудах контролируется проявлением продуктивной стадии минерализации. Все их минералы по времени образования близки галениту и тесно с ним ассоциируют.

Температура образования золото-серебряной минерализации Кузнецкого Алатау характеризуется теми же пределами, что и месторождения, пространственно связанные с мезо-кайнозойскими вулканогенными образованиями молодых подвижных поясов земной коры (Сидоров, Югай, 1972) и располагающиеся в непосредственной близости золоторудные месторождения (Рослякова, 1976). Изучение температуры гомогенизации вакуолей до глубины 394 м от поверхности показало, что в вертикальном интервале 300 м с глубиной температура формирования продуктивной минеральной ассоциации повышается примерно на 50° (см. рисунок).

Изотопный анализ свинца галенитов из руд золото-серебряного месторождения при параллельном анализе галенитов соседнего золоторудного месторождения показал близость изотопного состава этих свинцов (табл. 4). Абсолютный возраст оруденения, рассчитанный методами Холмса — Гаутерманса, Рассела — Стантона — Фаркуара и Рассела — Фаркуара — Камминга, оценивается как нижнепалеозойский.

Н. А. Шило (1972) на примере мезозойских складчатых зон Северо-Востока СССР и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса показал изменение способности золота к тесной ассоциации с другими элементами (от примесей до соединений) в связи со сменой структурных зон земной коры. Данное явление им рассматривается как общая геохимическая эволюция золотоносных провинций, характерная для районов сложного сопряжения разновозрастных тектонических зон, развивавшихся на различном по своему фазовому состоянию мантийном основании.

В западных штатах США и в Карпатах, по Т. Нолану, Г. Фергусону и А. Хельке (Сидоров, Югай, 1972), есть золото-серебряные месторождения, приуроченные к крупным сбросам и не связанные прямо с вулканическими аппаратами. В рассматриваемом нами случае жилы приурочены к участку тектонической трещиноватости пород, вблизи длительно-живущего крупного глубинного Кузнецко-Алтайского разлома и оперяющих его нарушений (Дмитриев и др., 1963). Но характерное для этой морфологической группы месторождений усложнение (разветвление и т. п.) жил к поверхности здесь не наблюдается.

Таким образом, по минеральному составу золото-серебряная минерализация Кузнецкого Алатау занимает промежуточное положение между



месторождениями Чаткало-Кураминских гор Узбекистана, образовавшимися в условиях приповерхностных глубин в палеозойских породах (Рудные формации..., 1969; Минералы Узбекистана, 1975), с одной стороны, и золото-серебряными месторождениями Тихоокеанского вулканического пояса (Сидоров, Югай, 1972) и Трансильвании (Щербаков, 1960), с другой, и, пожалуй, ближе всего к Балейскому и Белогорскому рудным узлам (Петровская, 1973). В то же время отмечается некоторое ее своеобразие: наличие теллуридов серебра и свинца и отсутствие теллуридов золота, вхождение теллура в состав серебряных сульфосолой, развитие буланжерита, канфильдита и т. п. Золото-серебряное оруденение Кузнецкого Алатау можно отнести к вулканогенно-плутоническому золото-серебро-олово-редкометалльному рудноформационному ряду, согласно Н. А. Шило и др. (1972). По Ф. Н. Шахову (1964), серебро, теллур, висмут и т. д. в данной формации проявляются как спутники золота.

В заключение авторы выражают благодарность профессору, доктору геолого-минералогических наук Ю. Г. Щербакову за консультацию при написании статьи и заведующему лабораторией рентгеноспектрального микроанализа, кандидату физико-математических наук Ю. Г. Лаврентьеву за помощь при проведении микроанализа и обсуждении его результатов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Арнаутов Н. В., Киреев А. Д. Опыт применения ОКГ для количественной оценки элементов-примесей в природных и технических материалах. — Материалы XVII Всесоюзного съезда по спектроскопии. Тез. докл., Минск, Изд-во АН БССР, 1971, с. 6.
- Безмертная М. С., Логинова Л. А., Соболева Л. Н. Определение теллуридов под микроскопом. М., «Наука», 1969. 175 с.
- Дмитриев А. Н., Зыков С. И., Кляровский В. М., Щербаков Ю. Г. Новые данные о мезозойском магматизме и оруденении в Горном Алтае и Кузнецком Алатау. — Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 4, с. 903—905.
- Минералы. Справочник. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1960. 616 с.
- Минералы Узбекистана. Т. 1. Ташкент, «Фан», 1975. 343 с.
- Петровская Н. В. Самородное золото. М., «Наука», 1973. 347 с.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М., ИЛ, 1962. 1132 с.
- Рослякова Н. В. Распределение золота и элементов-примесей в минералах руд Берикского месторождения. — В кн.: Вопросы геологии месторождений золота Сибири. Томск, Изд-во ТГУ, 1968, с. 197—201. («Известия ТПИ», т. 134).
- Рослякова Н. В. Геохимия золота в гидротермальном процессе на примере Берикского золоторудного месторождения (Кузнецкий Алатау). — В кн.: Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 82—105.
- Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана. Ташкент, «Фан», 1969. 396 с.
- Сахарова М. С. Типоморфные особенности состава пирита золото-сульфидных месторождений. — В кн.: Труды Минералогического музея им. А. Е. Ферсмана. Вып. 18. М., «Наука», 1968, с. 228—234.
- Сидоров А. А., Югай Т. А. Некоторые сведения о мезо-кайнозойских золото-серебряных месторождениях. — В кн.: Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1972, с. 53—63. (Труды СВКНИ, вып. 14).
- Шахов Ф. Н. Геология жильных месторождений. М., «Наука», 1964. 221 с.
- Шило Н. А. Актуальные проблемы геологии коренных месторождений золота. — В кн.: Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1972, с. 5—16. (Труды СВКНИ, вып. 14).
- Шило Н. А., Сидоров А. А., Желнин С. Г. Проблемы металлогении золота и перспективы золоторудных месторождений Северо-Востока СССР. — В кн.: Актуальные проблемы геологии золота на Северо-Востоке СССР. Магадан, 1972, с. 27—34. (Труды СВКНИ, вып. 14).
- Щербаков Ю. Г. О некоторых особенностях золоторудных месторождений Трансильвании. — Геол. и геофиз., 1960, № 6, с. 134—138.

В. Г. ПЕТРОВ

### ЗОЛОТО И ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО В ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩАХ ДОКЕМБРИЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Енисейский кряж сложен мощными толщами докембрийского возраста — глинистыми сланцами, песчаниками, известняками, подвергнутыми неравномерному регионально-контактовому метаморфизму. Изучение рассеянного органического вещества в осадочно-метаморфических породах Енисейского кряжа было впервые проведено В. И. Москвиным и В. Г. Петровым (1973, 1975). На фоне общего незначительного содержания в глинистых породах ( $C_{орг}$  0,002—0,08%) были выделены четыре стратиграфических уровня с повышенным содержанием органики, соответствующих панимбинской, удерейской, потоскуйской и шунтарской свитам опорного разреза докембрия региона (Кириченко, 1967). Содержание  $C_{орг}$  в породах указанных уровней не менее чем на порядок превышает общее фоновое его содержание в разрезе ( $C_{орг}$  0,2—4,8%). Одновременное исследование распределения золота и органического вещества в докембрийских отложениях выявило приуроченность уровней повышенной золотоносности хемогенного происхождения к названным уровням накопления органического вещества, причем в каждом из них в пределах одной зоны вторичных изменений пород с увеличением количества органического вещества увеличивается и содержание золота (рис. 1).

Графито-кремнистые сланцы панимбинской свиты, к которым приурочен самый древний уровень повышенного накопления органического углерода и золота, встречаются главным образом в средней части разреза свиты в обособленных и выдержанных по простиранию пластах и пачках мощностью от 2 до 400 м. Представляют они собой черные тонко- и мелкозернистые сланцевые породы, иногда мажущие руки. Довольно часто наряду со сланцеватостью резко выражена полосчатость, обусловленная либо неравномерно распределенным углисто-графитовым материалом, либо сортировкой неодинаковых по величине зерен кварца, либо тем и другим вместе. В некоторых случаях наблюдается пластическая деформация отдельных полосок, которая тем сильнее, чем больше графита содержит данный участок породы.

Главные порообразующие минералы сланцев — кварц (50—60%) и углисто-графитовое вещество (20—40%). Полевые шпаты представлены

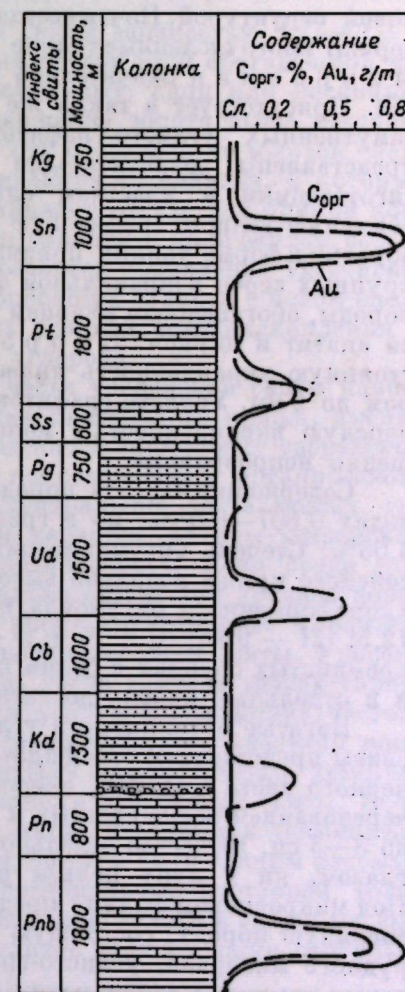


Рис. 1. Распределение золота и органического вещества в разрезе докембрийских отложений Енисейского кряжа.



плагноклазом и калишпатом (15—20%); в некоторых разностях графитокремнистых сланцев полевых шпатов нет. Серицит и биотит встречаются в сланцах спорадически, обогащая иногда отдельные тонкие прослои (до 5—8%). В качестве второстепенных минералов присутствуют апатит, циркон и турмалин, характерна вкрапленность линзовидных и веретенообразных зерен либо коротких нитевидных прожилков пирротина в количестве 1—3%. Размер зерен породообразующих минералов обычно измеряется сотыми долями миллиметра, но в неравномернозернистых участках он увеличивается до 0,1—0,4 мм.

К в а р ц образует зерна изометричной формы и различной величины. В крупнозернистых разностях сланцев он равномерно распределен в массе породы, образуя гранобластический агрегат, в мелкозернистых — формирует небольшие тонкие прослои и линзочки, чередующиеся с прослоями углисто-графитового вещества. В отдельных участках сланцев наблюдается неравномерное распределение кварца с обособлением его в неправильные по форме мономинерально-кварцевые ключевидные стяжения, имеющие нерезкие границы с окружающей их углисто-графитовой массой и представляющие собой, по-видимому, продукт раскристаллизации кремния. П л а г и о к л а з (альбит — олигоклаз) представлен мелкими зернами изометричной формы с нечетко выраженной двойниковой структурой. Почти всегда плагноклаз очень сильно замутнен и содержит многочисленные тонкие включения углисто-графитового вещества. М и к р о к л и н значительно уступает плагноклазу в распространенности. Присутствует в таких же мелких зернах, как и плагноклаз, также замутненных углисто-графитовой пылью. С е р и ц и т и б и о т и т представлены разрозненными чешуйками и неправильными зернами, тяготеющими к участкам сланцев, обогащенных кварцем. Содержат обильную углисто-графитовую пыль. Т у р м а л и н встречается главным образом в форме тонких призматических кристаллов, реже сравнительно крупных зерен неправильной формы и приурочен в основном к прослоям породы, обогащенным кварцем и слюдами. В этих же прослоях встречаются апатит и циркон. П и р р о т и н образует весьма характерную и постоянную вкрапленность линзовидных и веретенообразных зерен размером до 2 мм. Углисто-графитовое вещество образует точечную тонкодисперсную вкрапленность и мономинеральные скопления, в шлифе совершенно непрозрачные.

Содержание  $C_{орг}$  в породах панимбинской свиты колеблется в пределах 0,007—0,08%, но в графито-кремнистых сланцах достигает 0,21—4,05%. Степень битуминизации органического вещества для пород Енисейского кряжа довольно высока — от 7,5 до 71%. Элементарный состав хлороформенного битумоида из двух образцов сланцев таков (%): С — 72,5; Н — 9,95; О + N + S — 17,55. Содержание золота в графито-кремнистых сланцах в целом повышенное для пород панимбинской свиты и в отдельных пробах достигает 0,3 г/т.

Богатые органическим углеродом филлиты нижней части удерейской свиты представляют собой плотные породы темно-серого, иногда бархатно-черного цвета с тонкой, неясно выраженной слоистостью, обусловленной чередованием более светлых и более темных полос мощностью от 1—2 мм до 3—5 см. Вещество отдельного слоя филлитов однородно, и ни простым глазом, ни в лупу нельзя рассмотреть слагающие породу минералы. Под микроскопом филлит представляет собой очень слабо раскристаллизованную породу, состоящую из кварца, серицита, хлорита, турмалина, рудного минерала, углисто-графитового вещества, мелких зернышек полевых шпатов, а также пелитового материала, количество которого может быть различным. Кварц присутствует в виде мельчайших зерен (до 0,03 мм) без четких границ, слегка вытянутых согласно сланцеватости. Серицит и хлорит образуют сложно запутанный тонкочешуйчатый агрегат, тесно перемежающийся с кварцем. Размеры чешуек до 0,05 мм. Зеленовато-

бурый турмалин отмечен в единичных тонких призмочках, рассеянных в массе породы. Призмочки ориентированы несогласно с общей вытянутостью кристаллов породы. Сульфиды — округлые радиально-лучистые овоиды марказита, правильно образованные кристаллы и их скопления пирита образуют редкую, но весьма равномерно распределенную и характерную вкрапленность. Размер вкрапленников сульфидов может достигать 5—6 мм в диаметре.

Углеродистое вещество чрезвычайно широко рассеяно в черных филлитах нижней части удерейской свиты. Наряду с дисперсными выделениями его частичек диаметром в сотые и тысячные доли миллиметра, представляющих обычную форму нахождения углеродистого вещества в породах, иногда наблюдаются плотные скопления в виде прослоек и различной величины линзочек. Породы, обогащенные углеродистым веществом, имеют черный цвет, типичный графитовый блеск и жирны на ощупь. Содержание свободного углерода в сланцах нижней части удерейской свиты колеблется в пределах 0,11—0,49%, что на порядок выше содержания свободного углерода в ниже- и вышележащих породах. Степень битуминизации органического вещества от 1,5 до 12,5%. Элементарный состав хлороформенного битумоида, объединенного из 3 образцов нижней части разреза свиты, следующий (%): С — 74,92; Н — 11,24; О + N + S — 13,84.

В нижней части разреза удерейской свиты мощностью 150—200 м золота содержится 0,1—0,4 г/т, в то же время внутри этой обогащенной части разреза в ряде случаев бывают, по-видимому, один или несколько более мелких горизонтов, в которых содержание золота выше местного кларкового, по крайней мере, на порядок. Эти обогащенные золотом сланцы макроскопически совершенно не отличаются от сланцев, в которых золота мало или совсем нет. Характерно также и отсутствие прямой корреляционной связи уровня золотоносности сланцев с количеством содержащихся в них сульфидов. Вместе с тем, характер проявления удерейского уровня золотоносности и степень золотоносности сланцев в целом вполне отчетливо зависят от палеофациальных условий осадконакопления и распределения в породах органического углерода.

Повышенная золотоносность нижней части удерейской свиты наиболее четко проявляется в восточной окраине Енисейского кряжа, именно в тех разрезах, где четко может быть проведена граница между удерейской и нижележащей горбиллоксской свитой, не содержащей органического углерода в заметных концентрациях. В центральной части кряжа, где граница между этими свитами очень часто теряется, сланцы удерейской свиты утрачивают свою повышенную золотоносность. Если среди них иногда и удается выделить один или несколько небольших уровней повышенной золотоносности, то эти уровни носят «плавающий» характер, независимый от стратиграфического положения подошвы свиты. Уровень золотоносности сланцев снижается и тогда, когда граница между горбиллоксской и удерейской свитами становится условной вследствие частого переслаивания в разрезе зелено- и темно-серых филлитов пластами мощностью 0,5—50 м. Это свидетельствует в пользу сингенетического, хемогенно-осадочного происхождения золота в сланцах удерейской свиты. Если предположить связь накопления золота с магматическими и метаморфическими процессами и поступление его с глубины, а сами сланцы рассматривать лишь как осадители золота из гидротермальных растворов, тогда следовало бы ожидать повышенную концентрацию золота в самых первых слоях черных сланцев, среди зеленых филлитов верхней части горбиллоксской свиты.

Филлиты и хлоритонидные филлиты потоскуйской свиты представляют собой темно-серые и черные тонкозернистые породы с примесью алевритового и углеродистого материала, от количества которых зависит окраска пород. Своеобразная и весьма характерная особенность пород — «искри-



стый» блеск, обусловленный отражением света от различно ориентированных граней множества мельчайших кристалликов хлоритоида. Под микроскопом основная ткань породы представлена тонкозернистой кварцево-серицитовой массой с максимальным размером зерен 0,008—0,01 мм. Структура пелитовая, текстура беспорядочная, иногда отмечается тонкая, неясно выраженная слоистость, обусловленная неравномерным распределением в породе либо углеродистого, либо алевроитового материала, представленного, как правило, кварцевыми частицами. В кварцево-серицитовой массе равномерно рассеяны иголки хлоритоида размером 0,4—0,6 мм. Количество хлоритоида достигает 20—30%, в некоторых разностях 40—60%. Хлоритоид имеет характерный синне-зеленый цвет, игольчатую форму, часто наблюдаются радиально-лучистые сростки его кристаллов. Он содержит обильную тонкораспыленную вкрапленность углеродистого материала. В серых разновидностях хлоритоидных сланцев, в которых нет углеродистого вещества, количество хлоритоида резко уменьшается до 2—5%. Формы выделения углеродистого вещества в сланцах потоскуйской свиты одинаковы с формами выделения в панимбинской и удерейской свитах. Содержание  $C_{орг}$  0,13—0,27%. Степень битуминизации органического вещества 7—8%.

Нижняя часть разреза потоскуйской свиты, сложенная черными филлитами и хлоритоидными филлитами, содержит золота 0,05—0,09 г/т, на фоне которого почти в каждом изученном разрезе, в свою очередь, выделяется несколько групп проб с содержанием до 0,3—0,4 г/т, отвечающих пачкам пород, обогащенных углито-графитовым материалом, пиритом или прослоями алевролитов, обогащенных углеродистым материалом и сульфидами. Выше по разрезу, с приближением к известнякам, общий уровень золотосодержания сланцев постепенно понижается, хотя и здесь в единичных пробах наблюдается повышение содержания золота до 0,1—0,2 г/т, связанное как правило, с наличием прослоев алевроитоглинистых сланцев и филлитов, обогащенных органическим углеродом и сульфидами.

Богатые органическим углеродом и сульфидами аргиллиты шунтарской свиты имеют темно-серую и черную окраску. Структура пород чаще всего крупнопелитовая и алевропелитовая. В раскристаллизованной на 50% глинистой массе, состоящей из гидрослюд с небольшим содержанием хлорита и серицита, в разном количестве присутствует пелитоморфный кальцит. Обломочный материал алевроитовой размерности образует линзы и тонкие прослои. Среди обломков преобладают кварц, чешуйки слюд и реже — плагиоклаз с тонкими полисинтетическими двойниками. В прожилках мощностью до 0,2 мм развивается вторичный кальцит, реже — гипс. Последний обычно приурочен к местам с высоким содержанием органического углерода и, вероятно, образовался в результате окисления сульфидов. По всей массе рассеяны или концентрируются слоями кристаллики и зерна пирита размером 0,07—0,1 мм. Вокруг зерен пирита часто наблюдаются каемки хлорита, кварца и серицита. В некоторых случаях из-за значительного количества пирита структуру породы можно относить к порфиробластовой. Для сланцев свиты характерно выделение белых квасцов при выветривании (Благовещенская, Хазанович, 1957).

Благодаря высокому содержанию органического вещества в аргиллитах (0,24—3,50%) некоторые разновидности пород часто называют «углистыми» (Шапошников, Кузнецов, 1968). Часть глинистых сланцев и аргиллитов шунтарской свиты имеет фито-пелитовую структуру, причем на долю тонкодисперсного углеродистого вещества в них приходится 60—70, а минеральной части — 20—30%. Обычная же форма нахождения углеродистого вещества, наблюдаемая в шлифах — точечная тонкодисперсная и микротрещинная. Иногда встречаются прослои аргиллитов, в которых углеродистое вещество представлено прямыми и изогнутыми обрывками длиной 0,2—0,6 и толщиной 0,03—0,06 мм, рас-

положенными как перпендикулярно слоистости, так и по наслоению. Исследование шлифов в ультрафиолетовом свете позволяет считать вещество обрывков подобным гумусовому высокой степени метаморфизма. Степень битуминизации органического вещества аргиллитов шунтарской свиты небольшая — 1—2,5%. Элементарный состав объединенного хлороформенного экстракта шести образцов из 50-метровой пачки черных сланцев в нижней части свиты следующий (%): C — 68,6; H — 12,7; S — 0,2; O + N — 18,5.

Уровень золотосодержания различных типов пород и характер распределения золота по разрезу шунтарской и потоскуйской свит в целом близки. В известняках, глинистых известняках и аргиллитах шунтарской свиты обнаружено устойчивое содержание золота (0,004—0,01 г/т), повышающееся в участках возрастания количества органического углерода, алевролитовых прослоев, вкрапленности сульфидов или того и другого вместе. Наиболее золотосодержательны — на один-два порядка выше фонового в свите — слои черных, богатых углеродом и пиритом аргиллитов, прилегающих, как правило, к слоям таких же черных и пиритизированных известняков. Содержание органического углерода в таких участках достигает 3,5% (по данным Г. Н. Шапошникова и А. Г. Кузнецова (1968), даже 7%), а сами породы становятся рыхлыми, легко режущимися ножом, пачкающими руки. Здесь же широко развита сульфидная минерализация в виде тонкодисперсной вкрапленности и различных по форме диагенетических и раннеметаморфических новообразований пирита.

Исключительно высокое для докембрийских пород региона содержание органического углерода и связанных с ним сульфидов в аргиллитах шунтарской свиты позволяет рассматривать их как образования глубоко-водных фаций сероводородного заражения, формировавшиеся в условиях спокойного тектонического режима в глубоководных впадинах морского бассейна, максимально удаленных от береговой линии, а концентрация золота в этих породах — как продукт типично хемогенного накопления.

Как видно из приведенного краткого описания, степень постседиментационного преобразования глинистых пород докембрия Енисейского края различна. Сланцы шунтарской и потоскуйской свит по характеру изменений могут быть отнесены к зоне раннего, местами позднего метатектонизма. Удерейская свита находится главным образом в зоне перехода от метатектонизма к метаморфизму, а местами преобразовалась в условиях фации зеленых сланцев. Диапазон преобразований сланцев панимбинской свиты в результате наложения регионально-контактового метаморфизма довольно широкий — от зеленосланцевой фации до фации пироксеновых роговиков включительно.

Содержание битумоидов в осадочно-метаморфических породах Енисейского края колеблется незначительно (0,002—0,022%) и не зависит от концентрации  $C_{орг}$ . Битумоиды заведомо являются сингенетическими остаточными, высокое содержание гетероэлементов в битумоидах подтверждает это. В связи со значительным гипергенным окислением отношение C/H в хлороформенном битумоиде довольно низкое (5,6—7,2). Степень изменения хлороформенного битумоида (Вассоевич и др., 1973)  $\omega_1 = (C + H)/(O + N + S)$  в общем небольшая и равна для шунтарской свиты 4,3, удерейской — 6,2, пенчегинской — 4,6. Степень битуминизации органического вещества сланцев, за исключением панимбинской свиты, также невысока (1—7,5%). В связи с этим высокая степень битуминизации органического вещества панимбинской свиты при небольшой концентрации  $C_{орг}$ , хотя и не противоречит известной закономерности Успенского — Вассоевича, может быть объяснена дополнительным продуцированием битумоидов органическим веществом сланцев в условиях регионально-контактового метаморфизма.

Инфракрасные спектры поглощения нефракционированного хлороформенного битумоида из сланцев нижней части шунтарской свиты и



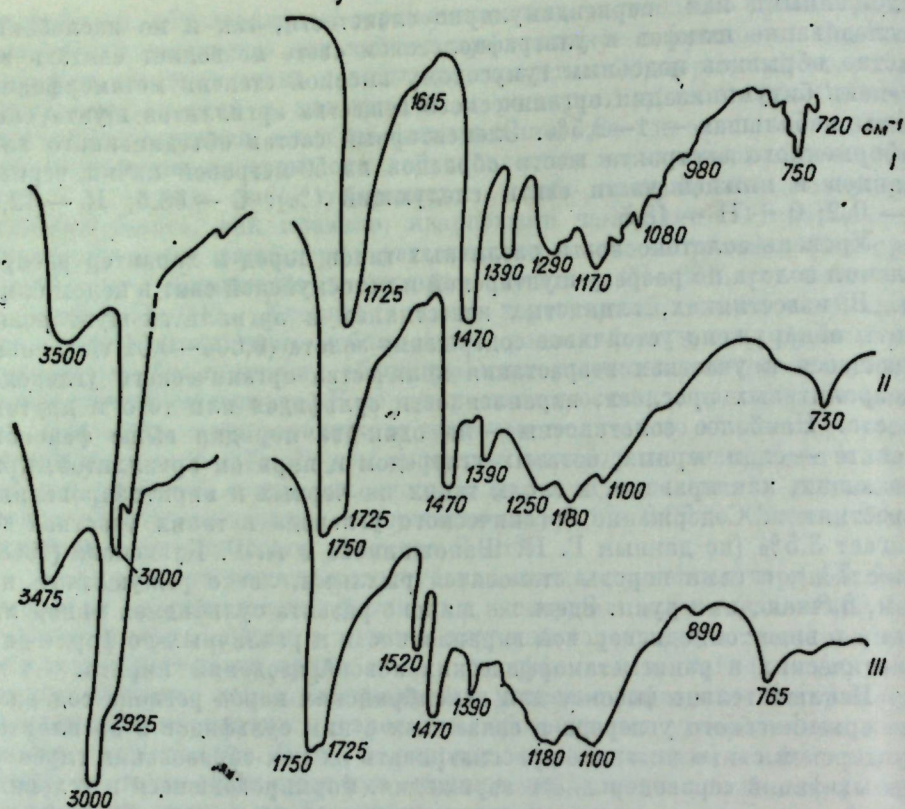


Рис. 2. ИК-спектры поглощения битумоидов глинистых сланцев докембрия Енисейского кряжа.

I — шунтарская, II — удерейская, III — панимбинская свиты.

спирто-бензольных битумоидов сланцев верхних частей удерейской и панимбинской свит имеют много общего (рис. 2).

Во всех спектрах широкая полоса поглощения в области 1750—1725  $\text{см}^{-1}$  (валентные колебания C—O групп) сочетается с хорошо выраженным максимумом в областях 1290—1250 и 1180—1170  $\text{см}^{-1}$  (валентные колебания C—O и плоскостные деформационные колебания O—H групп). Сильное поглощение в указанных областях, вероятнее всего, обусловлено присутствием предельных и  $\alpha$ -,  $\beta$ -непредельных сложных эфиров карбоновых кислот.

Поглощение в областях 3000—2900 (валентные колебания C—H) в сочетании с максимумом при 1470 и 1390  $\text{см}^{-1}$  (симметричные и асимметричные деформационные колебания C—H) указывает на наличие метиловых и метиленовых групп алканов. Особенности спектров позволяют предполагать наличие в битумоиде небольшого количества спиртов, фенолов, аминов, сульфокислот и соединений с различным типом замещения бензольного кольца. В общем же углеродном скелете преобладают парафиновые структуры. Несмотря на значительное гипергенное окисление, ароматических структур немного.

Обращает на себя внимание то, что в спектре битумоида панимбинской свиты в отличие от спектров битумоида шунтарской и удерейской свит имеются максимумы при 1520 и 890  $\text{см}^{-1}$ , соответствующие колебаниям  $\text{NO}_2$ -групп в нитросоединениях. Известно, что нитросоединения в природе чрезвычайно редки и еще не отмечались в битумоидах. Объяснить их появление можно воздействием высоких температур на амины, содержащиеся в органическом веществе.

Поскольку установлена генетическая связь рассеянных битумоидов с органическим веществом пород (Вышемирский и др., 1971), органическое вещество изученных пород можно относить к сапропелевому типу. Судя по элементарному составу хлороформенного битумоида и данным ИК-спектроскопии, органическое вещество было сложено преимущественно устойчивыми липоидными компонентами (восками и жирами).

Следует отметить также, что приведенные спектры имеют много общего как со спектрами смол сапропелевых углей, так и со спектрами битумоидов красноцветных и изверженных пород (Петерсилье, 1963; Глебовская, 1971). Согласно Е. А. Глебовской (1971), спектры битумоидов с комплексом поглощения специфических кислородных соединений с неопределенными связями (1730, 1290, 1170, 1080, 970, 750  $\text{см}^{-1}$ ) можно считать спектрами остаточного органического вещества, находившегося в период диагенеза в резко окислительных условиях. В то же время  $\alpha$  и  $\beta$ -непредельные эфиры возникают под воздействием высоких температур на органическое вещество.

Как было показано выше, породы шунтарской, потоскуйской и отчасти удерейской свит не подвергались контактово-термальному метаморфизму, хотя при региональном метаморфизме органическое вещество значительно изменено, по-видимому, до или выше антрацитовой стадии. Можно допустить, что органическое вещество шунтарской, потоскуйской и, возможно, удерейской свит накапливалось в среде, содержащей свободный кислород. Подобный окислительный режим образования каустобиотитов было предложено называть кукурситовым (Раудсеппх, 1959). Есть и другие данные, указывающие на существование в шунтарское время мелководного прибрежно-морского бассейна, в котором временами мог быть окислительный режим.

В разрезах шунтарской и потоскуйской свит встречаются бурые и вишнево-красные слабокарбонатные сланцы с волноприбойными знаками и косой слоистостью. Е. П. Акульшина и др. (1973) на основании изучения микроэлементов в глинистой фракции сланцев указанных свит пришли к выводу, что шунтарские сланцы образовались в прибрежно-морских условиях при значительной опресненности вод. Вполне возможно, что наличие в сланцах шунтарской и удерейской свит растительного (?) детрита обусловлено близостью суши. Таким образом, уровень повышенного накопления органики в древних толщах, возможно, не всегда отвечает восстановительным условиям в момент непосредственного отложения органического вещества. Эти условия, несомненно, возникают на некоторой глубине в осадке, а тем более в период диагенеза, обеспечивая редукцию железа и образование диагенетических сульфидов.

Как уже указывалось, с выделенными уровнями повышенного содержания органического вещества в осадочно-метаморфических отложениях докембрия Енисейского кряжа совпадают и повышенные концентрации золота. Подобное соотношение между распределением углеродистого вещества и золотого оруденения известно почти во всех золоторудных районах и объясняется адсорбцией золота из растворов аморфным углеродом. Принято считать, что в отличие от химически инертных графита и алмаза аморфный углерод имеет громадное количество ненасыщенных углеродных связей, что и определяет его высокую химическую активность (Ильин, 1952; Трепел, 1958; Убеллоде, Льюис, 1965; Юровский, 1968). Сорбционные, каталитические и восстановительные свойства «аморфного» углерода в общем зависят от степени дисперсности частиц, их структурного порядка, пористости, наличия примесей и могут изменяться в широких пределах. Поэтому терригенно-сланцевые толщи при достаточном содержании органического вещества могут выступать в качестве естественных сорбционных барьеров, на которых происходит осаждение золота из гидротермальных растворов. В свою очередь, признавая адсорбционную рудолокализирующую роль углеродистых терригенных отложений, можно объяснить многие особенности локализации в них золотого оруденения.



Для оценки возможной сорбционной роли органического вещества в осадочно-метаморфических толщах Енисейского кряжа нами было проанализировано 150 проб спирто-бензольного и хлороформенного битумоидов, извлеченных из пород различного состава, стратиграфического положения и степени метаморфизма (см. таблицу). Во всех пробах битумоидов содержание золота весьма высоко (десятки и сотни граммов на тонну). Другими словами, оказалось, что почти все золото, содержащееся в породах, заключено в битумоидной фракции этих пород.

О присутствии небольшого количества золота в нефти упоминается в работах С. М. Катченкова (1959) и С. А. Пунаковой (1974), однако золотосодержание битумоидов древних толщ еще никем не изучалась, и полученные нами данные о содержании и распределении золота в них — в этой области первые.

Содержание золота в битумоидах докембрийских осадочно-метаморфических пород свидетельствует, несомненно, о том, что золото в битумах (следовательно, значительная часть золота в углеродсодержащих породах) представлено в форме золотоорганических соединений.

Связь золота и органического вещества эмпирически установлена уже давно (Гросс, Скотт, 1938; Шахова, Низамутдинова, 1962; Жуков, 1966; Кузьминых, Тюрин, 1967; Парес, 1968; Поликарпочкин и др., 1969; Константинова, 1970; Коротаева, Поликарпочкин, 1970; Шабынин, 1970; Коротаева, 1971; Жукова, 1974; Глухов, 1974; Radtke, Scheiner, 1970; и др.), хотя природа этой связи неясна до настоящего времени. Известно, что определенная часть органического углерода (так называемого «активного углерода»), содержащегося в породах и рудах, обладает способностью адсорбировать золото в значительном количестве. Например, по данным В. С. Глухова (1974), максимальная адсорбционная емкость углеродистого вещества одного из золоторудных месторождений кварцево-жильного типа, залегающего в углистых сланцах, составляет по золоту 4 г/кг активного углерода. Установлено, что до 25% золота, содержащегося во флотоконцентратах этого месторождения, прочно адсорбируется углеродистым веществом и теряется с «хвостами» цианирования.

И. Паресу (1968) удалось выделить из растворяющих золото микроорганизмов золотосодержащие комплексы. Элементарный анализ их показал, что они представляют собой органическую молекулу, не содержащую хлора — принципиально новый вид комплексного соединения золота. Молекулы нового соединения весьма малы, способны к диализу через целлофановые мембраны, выдерживают температуру до 80°, растворяются в воде, бутиловом и изоамиловом спирте, но нерастворимы в эфире, хлороформе и бензоле. Молекулы не закрепляются на катионообменных смолах, т.е. золото входит в анионную часть комплекса (как при цианистом растворении).

По данным В. В. Лодейщикова (1968), И. С. Стахеева и др. (1973), одним из новых направлений в технологии металлургической обработки углеродистых золотосодержащих руд является использование в качестве растворителей золота органических цианидов, в частности  $\alpha$ -гидроксилнитрилов. При обработке углеродистых руд месторождения Керр-Эддисон применение органических цианидов (лактонитрила и нитрила миндальной кислоты) позволяет извлечь золота в 11 — 15 раз больше, чем в обычном цианистом процессе с  $\text{NaCN}$ . Предполагается, что основная причина более высокого извлечения золота в растворы органическими цианидами заключается в менее выраженной сорбции растворенного золота углеродистым веществом. Это, в свою очередь, может быть объяснено тем, что при взаимодействии металлического золота с  $\alpha$ -гидроксилнитрилами образуются комплексные органические молекулы, размер которых превышает размер внутренних пор (микропор) частиц углеродистого вещества, благодаря чему и уменьшается степень сорбции металла из раствора.

Установлено (Коротаева, 1971), что содержание золота в органике современных речных илов Восточного Забайкалья достигает 0,1–1,0 г/т,

Содержание золота в битумоидах

| № пробы           | Порода                    | Содержание в породе |         |         |              | Содержание золота, г/т |         |         | Коэффициент концентрации золота в битумоидах, % |
|-------------------|---------------------------|---------------------|---------|---------|--------------|------------------------|---------|---------|-------------------------------------------------|
|                   |                           | С <sub>орг</sub>    | битум А | битум С | золото, мг/т | битум А                | битум С | среднее |                                                 |
|                   |                           |                     |         |         |              |                        |         |         |                                                 |
| 1                 | 2                         | 3                   | 4       | 5       | 6            | 7                      | 8       | 9       | 10                                              |
| Кординская свита  |                           |                     |         |         |              |                        |         |         |                                                 |
| 3-69              | Известняк                 | 0,01                | 0,007   | 0,006   | 3            | 377                    | 454     | 412     | 100                                             |
| 5-69              | »                         | 0,01                | 0,007   | 0,004   | 200          | 482                    | 531     | 500     | 28                                              |
| 12-69             | »                         | 0,01                | 0,004   | 0,006   | 100          | 690                    | 348     | 480     | 53                                              |
| 13-69             | »                         | 0,01                | 0,003   | 0,004   | 8            | 1250                   | 688     | 945     | 100                                             |
| 15-69             | Песчаник                  | 0,02                | 0,004   | 0,004   | 11           | 1820                   | 437     | 1140    | 100                                             |
| 16-69             | »                         | 0,02                | 0,005   | 0,005   | 6            | 388                    | 953     | 692     | 100                                             |
| 23-69             | »                         | 0,04                | 0,005   | 0,006   | 17           | 560                    | 530     | 545     | 100                                             |
| 34-69             | Известняк                 | 0,01                | 0,003   | 0,004   | 31           | 950                    | 647     | 764     | 100                                             |
| 38-69             | Мергель                   | 0,02                | 0,004   | 0,005   | 4            | 528                    | 372     | 442     | 100                                             |
| 43-69             | Алевролит                 | 0,02                | 0,002   | 0,005   | 3            | 1430                   | 500     | 740     | 100                                             |
| 45а-69            | »                         | 0,01                | 0,003   | 0,004   | 2            | 682                    | 815     | 767     | 100                                             |
| 45б-69            | »                         | 0,02                | 0,005   | 0,006   | 7            | 975                    | 728     | 836     | 100                                             |
| Удерецкая свита   |                           |                     |         |         |              |                        |         |         |                                                 |
| 81-69             | Филлит                    | 0,26                | 0,007   | 0,012   | 5            | 291                    | 505     | 428     | 100                                             |
| 85-69             | »                         | 0,15                | 0,006   | 0,013   | 9            | 353                    | 214     | 267     | 100                                             |
| 107-69            | »                         | 0,05                | 0,005   | 0,005   | 100          | 825                    | 500     | 662     | 66                                              |
| 114-69            | »                         | 0,17                | 0,006   | 0,013   | 100          | 667                    | 147     | 300     | 57                                              |
| 123-69            | Алеврито-глинистый сланец | 0,03                | 0,004   | 0,005   | 100          | 936                    | 500     | 675     | 61                                              |
| 124-69            | Филлит                    | 0,13                | 0,004   | 0,004   | 200          | 1450                   | 688     | 985     | 39                                              |
| 125-69            | »                         | 0,21                | 0,002   | 0,007   | 9            | 1050                   | 483     | 617     | 100                                             |
| Погоруйская свита |                           |                     |         |         |              |                        |         |         |                                                 |
| 129-69            | Песчаник                  | 0,03                | 0,003   | 0,006   | 11           | 667                    | 510     | 563     | 100                                             |
| 133-69            | »                         | 0,02                | 0,003   | 0,006   | 7            | 1400                   | 510     | 760     | 100                                             |
| Панибинская свита |                           |                     |         |         |              |                        |         |         |                                                 |
| 204-69            | Известняк                 | 0,27                | 0,003   | 0,005   | 52           | —                      | 594     | 594     | 91                                              |
| 206-69            | Известняк                 | 0,37                | 0,002   | 0,004   | 100          | 940                    | 645     | 750     | 45                                              |
| 207-69            | Филлит                    | 0,27                | 0,007   | 0,008   | 22           | 358                    | 298     | 328     | 100                                             |
| 208-69            | Известняк                 | 0,59                | 0,003   | 0,005   | 310          | —                      | 975     | 975     | 25                                              |
| 211-69            | Филлит                    | 0,58                | 0,003   | 0,005   | 13           | 560                    | 605     | 587     | 100                                             |
| 212-69            | »                         | 0,33                | 0,003   | 0,006   | 35           | 2500                   | 400     | 1080    | 100                                             |
| 214-69            | »                         | 0,96                | 0,004   | 0,004   | 10           | 942                    | 935     | 940     | 100                                             |
| 217-69            | Известняк                 | 0,27                | 0,003   | 0,004   | 5            | 3750                   | 572     | 1860    | 100                                             |
| 222-69            | Филлит                    | 0,44                | 0,008   | 0,007   | 200          | 795                    | 296     | 563     | 42                                              |
| 223-69            | »                         | 3,98                | 0,003   | 0,007   | 17           | 538                    | 290     | 364     | 100                                             |
| 225-69            | »                         | 4,05                | 0,004   | 0,008   | 100          | 457                    | 448     | 452     | 54                                              |
| 228-69            | »                         | 0,59                | 0,002   | 0,005   | 100          | 947                    | 395     | 565     | 56                                              |
| 229-69            | »                         | 3,59                | 0,003   | 0,007   | 100          | 1275                   | 262     | 583     | 58                                              |
| 235-69            | Алеврито-глинистый сланец | 0,40                | 0,003   | 0,005   | 11           | 592                    | 488     | 530     | 100                                             |
| 238-69            | Филлит                    | 0,15                | 0,002   | 0,005   | 300          | 17700                  | 1190    | 5920    | 100                                             |
| 239-69            | Известняк                 | 0,17                | 0,003   | 0,007   | 42           | 576                    | 893     | 792     | 100                                             |
| 243-60            | Тул                       | 0,06                | 0,002   | 0,005   | 200          | 1670                   | 1370    | 1450    | 51                                              |
| Погоруйская свита |                           |                     |         |         |              |                        |         |         |                                                 |
| 271-69            | Песчаник                  | 0,04                | 0,003   | 0,010   | 200          | 741                    | 291     | 400     | 26                                              |
| 272-69            | Филлит                    | 0,20                | 0,010   | 0,014   | 100          | 232                    | 447     | 354     | 85                                              |

Примечание. Все определения  $\text{C}_{\text{орг}}$  и экстракция битумоидов выполнены в лаборатории органической геохимии СНИИГГМС (аналитик Л. Г. Потыкова). Анализ битумоидов на золото проведен в химико-аналитической лаборатории ИГиГ СО АН СССР (аналитик В. Г. Цимбалест).



причем значительная его часть связана с фульво- и гуминовыми кислотами. Там, где гуминовых кислот мало, золото связано с фульвокислотами. Это говорит о том, что поглощение золота органическим веществом не простая адсорбция, а образование золотоорганических соединений.

По данным Р. И. Жуковой (1974), в органических горизонтах почв вторичных ореолов рассеяния золоторудных месторождений Восточного Забайкалья значительная часть золота (почти 50%), по данным анализа 5 проб, находится в водорастворимом состоянии, а другая часть связана с органическими веществами, в том числе с битумами, извлекаемыми с органическими веществами. Общее содержание золота в спирто-бензольно-хлороформенной смеси. Общее содержание золота в битумной части современного органического вещества достигает 0,9 г/т, при этом небольшое количество золота присутствует также в гуминах. В то же время в гуминовых и фульвокислотах золото Р. И. Жуковой не обнаружено.

В связи с проблемой золотоорганических соединений особый интерес приобретают исследования А. С. Радтке и Б. Дж. Шайнера (Radtke, Scheiner, 1970) о роли органического углерода и органических соединений в формировании золотых руд месторождения Карлин в США, представленных темно-серыми глинистыми известняками с рассеянной пиритной вкрапленностью и содержанием  $C_{орг}$  0,2—0,6%. Золото на месторождении имеет тонкодисперсную форму с размером частиц до 0,005 мкм. В большинстве углеродистых руд месторождения более 50% содержащегося в них золота ассоциировано с органическими кислотами и с активированным углеродом. Только весьма небольшое количество золота встречается в металлической фазе в частицах размером до 0,005 мкм, физически и химически не связанных с углеродистым материалом (чаще всего в частицах глинистых минералов).

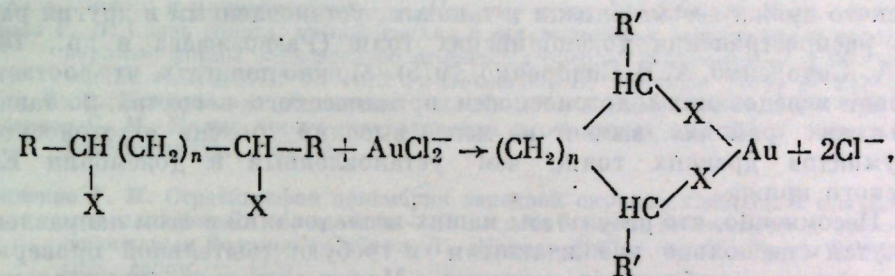
Работами А. С. Радтке и Б. Дж. Шайнера показано, что, 1) карбонатные руды месторождения Карлин содержат активный углеродистый компонент, способный адсорбировать золото из хлоридных и цианистых растворов; 2) эти же руды содержат и золотоорганические соединения, не разлагаемые цианидами; 3) количество и соотношение между этими двумя типами органического вещества в рудах широко варьируют; 4) отложение золота в углеродистом материале имеет скорее химическую, чем физическую причину.

Отсутствие свободного золота в богатых рудах месторождения Карлин (даже с содержанием золота до 50 г/т) свидетельствует о химической связи золота с органическим углеродом. В безуглеродистых разностях руд микроскопические золотишки встречаются в 5 раз чаще, чем в углеродистых (Хаузен, Керр, 1973). Химическая связь золота с молекулами гуминовых кислот доказана также экспериментально (Radtke, Scheiner, 1970). Углеродсодержащая золотая руда, раздробленная до —65 меш, помещалась в 10%-й раствор NaCl и в течение 30 мин подвергалась электролизу при pH=10. В фильтрате после электролиза было обнаружено 80% золота, содержавшегося в руде. Из безуглеродистых золотых руд с таким же начальным содержанием золота при тех же условиях экстрагировалось только 8% золота. Такой низкий процент экстракции золота из безуглеродистых руд отражает очень низкую растворимость свободного золота в хлоридных растворах при высоких значениях pH. Поскольку же главная масса золота в углеродсодержащих рудах переходит в раствор, то оно не может присутствовать в этих рудах в металлической форме ( $Au^0$ ) и должно, следовательно, находиться в рудах в одновалентной форме ( $Au^+$ ) в химической связи с гуминовыми кислотами.

Точная структура золотоорганических соединений пока неизвестна. А. Д. Гоулси и Д. Т. Соьером (Goolsby, Sawyer, 1968) установлены многочисленные золотосодержащие хелатные соединения. Обычные лиганды, найденные в составе золотосодержащих хелатов, содержат серу и (или) азот и кислород. На этом основании А. С. Радтке и Б. Дж. Шайнер

(Radtke, Scheiner, 1970) считают весьма возможным объяснением вхождение золота в состав хелатов и в рудах месторождения Карлин.

По мнению указанных геологов, теоретически возможно соединение, в котором органические кислоты, обнаруженные в рудах месторождения Карлин, обеспечивают необходимые лиганды для формирования хелатов. Общая последовательность такой предполагаемой реакции может быть представлена в следующем виде:



где X — некоторый лиганд, способный к реакции с  $Au(1)$ ;

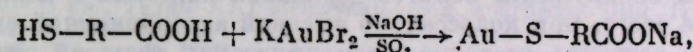
R — радикал гуминовой кислоты (может содержать карбоксильную группу COOH);

R' — может быть представлено R или H;

n — может быть равным 0 или 1.

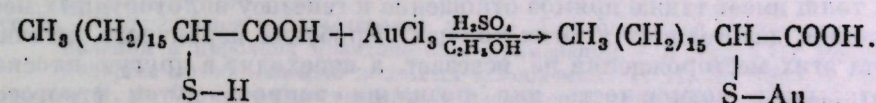
В реакции подобного типа лиганды органических кислот замещают ионы хлора в золото-хлоридном комплексе в растворе с образованием золотосодержащих хелатов, устойчивых в нейтральной среде.

Не исключено также, что золотохлоридный комплекс гидротермального раствора может реагировать с гуминовыми кислотами, образуя соединения золота другого типа, чем хелаты. Известно, что длинноцепочечные карбоксильные кислоты содержат тио-группы, реагирующие с золото-хлоридными комплексами. В частности, Е. Е. Муром и Р. Т. Рейпелом (Moore, Rapala, 1947) были получены различные соли золототионокислоты в щелочной среде по следующей реакции:

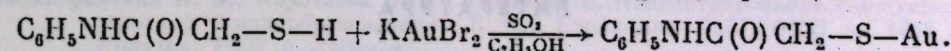


где R — алифатическое кольцо.

Н. Кунду (Kundu, 1952) получал подобные же продукты при реакции  $\alpha$ -тионокислот с хлоридами золота в сернистой кислотно-спиртовой среде по следующей схеме:



У. Вайсс (Weiss, 1945) соединял калиевую соль золотобромистоводородной кислоты с  $\alpha$ -меркапто-ацетонилидом в спиртовом растворе и  $SO_2$  и получал  $\alpha$ -золотомеркапто-ацетонилид по следующей реакции:



Весьма примечательно, что эта реакция протекает при восстановительных условиях и при этом никакого металлического золота не появляется.

В работе Х. Л. Онга и В. Е. Свенсона (Ong, Swanson, 1969) показано, что определенные органические кислоты осаждают коллоидное золото из золото-хлоридных растворов. На основе этого Н. Л. Онг и В. Е. Свенсон заключают, что если органические кислоты есть в горных породах, то золото будет отлагаться в них в коллоидной форме, и далее предполагают, что таким способом отложения золота можно объяснить и формирование золотых руд месторождения Карлин.



Таким образом, данные различных исследователей свидетельствуют о том, что золото в гидротермальных растворах может реагировать с органическими кислотами и (или) производными этих кислот, не продуцируя металлического золота, если органические соединения содержат функциональные группы, способные стабилизировать ( $\text{Au}^+$ ).

Формы нахождения, особенности распределения и концентрации органического вещества в осадочно-метаморфических толщах докембрия Енисейского кряжа весьма близки к таковым, установленным в других районах распространения докембрийских толщ (Развозжаева и др., 1972; Св. А. Сидоренко, А. В. Сидоренко, 1975). Можно полагать, что соответствующие исследования золотоносности органического вещества, поставленные в этих районах, выявят не менее высокий уровень золотоносности битумоидов древних толщ, чем установленный в докембрии Енисейского кряжа.

Несомненно, что результаты наших исследований в этом направлении кажутся несколько неожиданными и требуют тщательной проверки и дальнейшего углубленного изучения. Может оказаться, что вследствие весьма низкого выхода битумоидов из проб (обычно от 2 до 6 мг и только в единичных пробах до 18 мг) и трудностей определения содержания золота в малых навесках полученные нами данные о содержании золота в битумоидах несколько завышены, хотя порядок их, по-видимому, сохранится прежним.

Вместе с тем уже сейчас на основе признания высокой концентрации золотоорганических соединений в рассеянных битумоидах осадочно-метаморфических толщ можно объяснить многие стороны проявления хемогенной золотоносности этих толщ и, в частности, наиболее важную проблему причин относительно редкого появления повышенных концентраций хемогенного золота в черносланцевых толщах на общем аномально повышенном фоне содержащегося в них органического вещества. По-видимому, широко распространенное мнение (Мармо, 1964; Сердюченко и др; 1969; Созинов, 1973; и др.) о том, что захороняемое органическое вещество само по себе может создавать повышенные концентрации золота, неверно, даже несмотря на обнаружение золотосодержащих бактерий и микроорганизмов. Скорее всего, при колоссально высокой адсорбционной емкости органического вещества осадочно-метаморфических толщ по отношению к золоту аномальные концентрации золота в уровнях повышенных накоплений органического вещества появляются только там, где через это вещество мигрировало достаточное количество золотосодержащих битумоидов.

Присутствие золота в остаточных битумоидах осадочно-метаморфических толщ имеет также прямое отношение к генезису золоторудных месторождений, залегающих в этих толщах. Проблема первичного источника золота этих месторождений не исчезает, а переходит в другую плоскость и открывает возможность для познания вопроса путем строгого и последовательного изучения осадочно-метаморфических толщ на основе литолого-геохимического метода.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Акулинина Е. П., Владимиров А. И., Горовой Л. Я., Ивановская А. В., Кириченко Н. И., Кристин В. Н., Озерский Ю. А., Писарева Г. М. Литолого-геохимическая характеристика обстановок осадконакопления верхнедокембрийских отложений южного Заангарья Енисейского кряжа. — В кн.: Геохимия докембрийских и палеозойских отложений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 19—60.
- Благовещенская М. Н., Хазанович К. К. О некоторых сульфатах в докембрийских сланцах Енисейского кряжа. — «Записки ВМО», 1957, ч. 86, № 4, с. 499—501.
- Вассоевич Н. Б., Высоцкий И. В., Корчагина Ю. И., Кривошеева З. А., Соколов Б. А. Литогенез и нефтеносность венских отложений Московской синеклизы. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973, с. 38—41. (Тез. докл. X Всес. литологич. совещ. 16—19 апреля 1971 г.).

- Вышемирский В. С., Канторович А. Э., Трфимук А. А. Миграция рассеянных битумоидов. Новосибирск, «Наука», 1971. 168 с.
- Глебовская Е. А. Применение инфракрасной спектрометрии в нефтяной геохимии. М., «Недра», 1971. 141 с.
- Глухов В. С. Технологии извлечения золота и серебра из руд и концентратов. — В кн.: Труды ВНИИ-1, т. XXXIV. Материалы юбилейной сессии научно-технического совета. Магадан, 1974, с. 133—139.
- Гросс Дж., Скотт В. Осаждение золота и серебра из цианистых растворов углем. М., ГОНТИ, 1938. 218 с.
- Жуков А. Золото и микроорганизмы. — «Цветные металлы», 1966, № 10, с. 18.
- Жукова Р. И. Связь золота, цинка, свинца с органическими веществами и подрастворимые формы элементов во вторичных ореолах рассеяния. — В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ за 1973 г. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 247—250.
- Ильин Б. В. Природа адсорбционных сил. М.—Л., Гостолтехиздат, 1952. 188 с.
- Катченков С. М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях. М., Гостолтехиздат, 1959. 271 с.
- Кириченко Г. И. Стратиграфия докембрия западной окраины Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Л., «Недра», 1967, с. 2—48. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия, т. 112).
- Константинова И. М. Состав речных илов и распределение в них рудных элементов на участках потоков рассеяния в Восточном Забайкалье. — В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ за 1969 г. Иркутск, 1970, с. 231—235.
- Коротасва И. Я. Геохимия золота в мезозойских континентальных отложениях Ундано-Данской депрессии (Восточное Забайкалье). В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ за 1970 г. Иркутск, 1971, с. 294—299.
- Коротасва И. Я., Поликарпочкин В. В. Содержание золота в осадочных породах района Нерчинского завода (Восточное Забайкалье). — «Геохимия», 1969, № 11, с. 1386—1391.
- Коротасва И. Я., Поликарпочкин В. В. Золото в органических остатках и железистых осадках современных речных отложений (Восточное Забайкалье). — В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ за 1969 г. Иркутск, 1970, с. 227—230.
- Кузьминых В. М., Тюрин Н. Г. Природа сорбции К Au (CN)<sub>2</sub> древесным углем. — «Известия вузов. Серия цветная металлургия», 1967, № 4, с. 76—79.
- Лодейников В. В. Извлечение золота из упорных руд и концентратов. М., «Недра», 1968. 203 с.
- Лодейников В. В., Стахеев И. С., Василькова Н. А., Игнатова К. Д., Панченко А. Ф., Шубина О. А., Шучков Н. А. Техника и технологии извлечения золота из руд за рубежом. М., «Металлургия», 1973. 288 с.
- Мармо В. О возможной генетической связи оруденения с сульфидоносными сланцами. — В кн.: Труды XXI Междунар. геол. конгресса. Вып. III. М., «Мир», 1964, с. 408—412.
- Москвин В. И., Петров В. Г. Природа органического вещества и условия его накопления в глинистых сланцах рифей Енисейского кряжа. — В кн.: Вопросы литологии Сибири. Новосибирск, 1973, с. 41—43. (Труды СНИИГГИМС, вып. 170).
- Москвин В. И., Петров В. Г. Рассеянное органическое вещество глинистых сланцев рифей юго-восточной части Енисейского кряжа. — «Геол. и геофиз.», 1975, № 11, с. 90—96.
- Парес И. Бактериальное выщелачивание золота. Биологическое исследование этого явления и проблема практического применения. — В кн.: VIII Междунар. конгресс по обогащению полезных ископаемых. Т. II. Л., 1968, с. 48—57.
- Петерсилье Н. А. Органическое вещество в изверженных и метаморфических горных породах Кольского полуострова. — В кн.: Химия земной коры. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 48—62.
- Петров В. Г. Условия золотоносности северной части Енисейского кряжа. Новосибирск, «Наука», 1974. 138 с.
- Поликарпочкин В. В., Коротасва И. Я., Гапон А. Е. Концентрирование хемогенного золота в осадкообразовании. — В кн.: Ежегодник СибГЕОХИ за 1968 г. Иркутск, 1969, с. 240—245.
- Пунанова С. А. Микроэлементы нефтей, их использование при геохимических исследованиях и изучении процессов миграции. М., «Недра», 1974. 214 с.
- Развозжаева Э. А., Петров В. В., Тюкавкина Н. А. Органическое вещество в метаморфических породах Патомского нагорья. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 204, № 5, с. 1229—1231.
- Раудсепик Т. О. О генезисе астонского горючего сланца. — кукерсита. — В кн.: Генезис твердых горючих ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 69—76.
- Сердюченко Д. П., Потемкин К. В. Редкие элементы в «черных сланцах» и их метаморфических производных. — В кн.: Редкометаллы некоторых метаморфизованных и гранитизированных осадочных комплексов. М., «Наука», 1969, с. 99—122.



- Сидоренко Св. А., Сидоренко А. В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М., «Наука», 1975. 116 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 277).
- Созинов Н. А. Малые элементы как показатель природы углеродистого вещества в метаморфизованных отложениях. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. М., 1973, с. 309—312. (Тез. докл. X Всес. литол. совещ.).
- Треннел Б. Хемсорбция. М., ИЛ, 1958. 315 с.
- Беллоде А. Р., Льюис Ф. А. Графит и его кристаллические соединения. М., «Мир», 1965. 256 с.
- Хаузен Д. М., Керр П. Ф. Месторождение тонкодисперсного золота Карлинг, штат Невада. — В кн.: Рудные месторождения США. Т. II. М., «Мир», 1973, с. 590—624.
- Шабинин Л. Л. Некоторые экспериментальные данные о миграции золота в гипергенных условиях. — В кн.: Геология золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1970, с. 137—141.
- Шапошников Г. Н., Кузнецов А. Г. О некоторых закономерностях распределения радиоактивных элементов в позднедокембрийских отложениях приангарской части Енисейского кряжа. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия», 1968, вып. 142, с. 56—68.
- Шахова А. А., Низамутдинова Р. А. Влияние углистых сланцев на растворение золота. — В кн.: Труды ЦНИГРИ. Вып. 49. М., 1962, с. 115—120.
- Юровский А. Э. Минеральные компоненты твердых горючих ископаемых. М., «Недра», 1968. 185 с.
- Goolsby A. D., Sawyer D. T. Electrochemistry of gold (I) and its complexes in acetonitrile. — «Anal. Chemistry», 1958, v. 40, p. 1978—1983.
- Kundu N. Organic compounds of gold with long. chain fatty acids. — «J. Ind. Chem. Soc.», 1952, v. 29, p. 523—524.
- Moore E. E., Rapala R. T.  $\omega$ -aurothio fatty acids and their salts. — «J. Am. Chem. Soc.», 1947, v. 69, № 2, p. 266.
- Ong H. L., Swanson V. E. Natural organic acids in the transportation, deposition and concentration of gold. — In: Canney F. G. and others, Editors, «Proceedings of the International Geochemical Exploration Symposium, 1968. Colorado School Mines Quart.», v. 64, № 1, 1969, p. 395—426.
- Radtke A. S., Scheiner B. J. Studies of hydrothermal gold deposition (I). Carlin gold deposit, Nevada: the role of carbonaceous materials in gold deposition. — «Economic Geology», 1970, v. 65, № 2, p. 87—102.
- Weiss U.  $\alpha$ -auromercapto — acetanilide. — «J. Am. Chem. Soc.», 1945, v. 67, № 8, p. 1424.

В. А. ЗЛОБИН, Л. В. ВЬЮШКОВА

# ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД, ВМЕЩАЮЩИХ РУДНУЮ МИНЕРАЛИЗАЦИЮ НА ЕНИСЕЙСКОМ КРЯЖЕ И В ЛЕНСКОМ РАЙОНЕ

Одна из наиболее важных задач современной геохимии — решить проблему рудообразования в осадочно-метаморфических толщах. Наиболее важно изучить причины появления руд, условия их локализации и признаки для прогноза и оценки. Предлагаемая работа продолжает тему «Условия формирования и индикаторы рудной минерализации в терригенных толщах». Ранее нами была проведена геохимическая классификация основных литологических разновидностей пород Енисейского кряжа за пределами рудных полей (Злобин и др., 1975), цель настоящей работы — сравнительный геохимический анализ терригенных пород, вмещающих разнотипную рудную минерализацию.

В качестве объектов исследования взяты золоторудные, золото-сурьмяные, колчеданные, колчеданно-полиметаллические и медные проявления Енисейского кряжа, а также золоторудные и колчеданные Ленского района. Их геологическая позиция достаточно хорошо известна: в том и другом случае они приурочены к древним терригенным толщам, обнажающимся в юго-западном и юго-восточном обрамлении Сибирской платформы.

Золоторудная и золото-сурьмяная гипералюзация Енисейского кряжа обнаружена главным образом в пределах Центральной золотоносной полосы, протягивающейся в меридиональном направлении от Ангара до г. Северо-Енисейск вдоль восточного крыла Центрального антиклинария, ядро которого выполнено крупными интрузивными образованиями. Эта минерализация располагается на различном удалении от интрузивных массивов и на различных стратиграфических уровнях: главным образом в нижних и средних частях сухонитской серии (рис. 1, участки 1—13). Вмещающие породы — метаморфизованные в различной степени аналоги глинистых пород, превращенных в филлиты и кристаллические сланцы различного, но чаще кварц-полевошпат-гранат-мусковит-биотитового состава. На ряде объектов эти породы переслаиваются с алевролитами и мелкозернистыми песчаниками.

В Ленском районе золоторудные проявления также известны на различных стратиграфических уровнях: в песчано-сланцевых отложениях нижнего протерозоя, в нижних, средних и верхних частях патомской серии (рис. 2). Как и на Енисейском кряже, породы метаморфизованы в различной степени, но золоторудная минерализация большей частью тяготеет к филлитам.

Колчеданное, колчеданно-полиметаллическое и полиметаллическое оруденение на Енисейском кряже локализовано преимущественно в западной Приенисейской зоне, имеющей, как и золоторудная полоса, субмеридиональное простирание. Колчеданные и полиметаллические проявления обнаружены также в центральной части Енисейского кряжа (р. Панимба, среднее течение р. Бол. Пит). Терригенные породы — углеродисто-глинистые сланцы —, вмещающие колчеданно-полиметаллическую минерализацию в Приенисейской зоне, по существующим представлениям принадлежат верхним частям тунгусинской серии. Медная минерализация в центральной части Енисейского кряжа (Злобин, Советов, 1975) найдена в наиболее молодых пестроцветных отложениях тасеевской серии венда (юдомского комплекса).

Сульфидизированные породы на Енисейском кряже и в Ленском районе распространены достаточно широко. Большой частью они располагаются среди метаморфизованных аналогов углеродисто-глинистых сланцев. Сульфидизированными нередко оказываются кварцитовидные песчаники и алевролиты, переслаивающиеся с глинистыми осадками. Для всех типов оруденения характерно тяготение к участкам смены карбонатного осадконакопления глинистым, к которым приурочены углеродисто-глинистые породы с максимальной концентрацией сульфидов (Злобин и др., 1975). Такая литологическая ситуация наиболее благоприятна для формирования колчеданной, прожилково-вкрапленной золоторудной, колчеданно-полиметаллической и медной минерализаций и в меньшей мере — для жильных золоторудных и золото-сурьмяных проявлений.

Для сравнительного анализа терригенных пород, вмещающих рудную минерализацию, в том и другом регионе проведено радиогеохимическое опробование вмещающих пород с гамма-спектрометрическим определением естественных радиоактивных элементов: урана (по радию), тория и калия по методике, описанной В. А. Бобровым (Бобров, Гофман, 1971; Бобров и др., 1975). Представительные пробы весом до 0,5 кг отобраны из околорудных пород и прилегающих к ним однотипных литологических разновидностей в пределах рудных полей или участков. Анализы проведены в лаборатории ядерно-геохимических методов ИГИГ СО АН СССР В. А. Злобиным при участии А. С. Степина и В. Ф. Погребняка под общим руководством В. А. Боброва. Помимо гамма-спектрометрических определений радиоактивных элементов из тех же проб (около 1000) выполнены полные спектральные анализы по приближенно-количественной методике (аналитик Н. А. Яковлева, ИГИГ СО АН СССР), а также количественные спектрально-химические определения золота по методике В. Г. Цимбалист (аналитик



В. Г. Цимбалист, ИГИГ СО АН СССР). Классы содержания по спектральным определениям выбраны кратными половине порядка для исключения возможных погрешностей определения элементов. Для полноты геохимического описания приведены данные по элементам-примесям и содержанию золота в мономинеральных пробах рудных минералов из разных образований. Для оценки осадочно-метаморфических пород наиболее важны радиогеохимические данные: они характеризуют природу осадков и роль различных факторов в их формировании. Так, обнаружено, что уран скапливается прежде всего в черных углеродисто-глинистых сланцах и их метаморфизованных аналогах; торием обогащаются высокоглиноземистые разности пород; концентрация калия — показатель зрелости осадков и интенсивности гидротермально-метасоматических изменений (серицитизации). Содержание радиоактивных элементов уменьшается с увеличением в породах примеси карбонатного и кремнистого материала. Однотипные литологические разности на разных стратиграфических уровнях и в участках с неодинаковой степенью метаморфизма близки по радиогеохимическим характеристикам (Злобин и др., 1975).

Рассмотрение радиогеохимических данных для рудовмещающих пород Енисейского кряжа (см. рис. 1) и Ленского района (см. рис. 2) показывает, что по концентрации урана и тория выделяются две группы пород. Первая представлена собственно черными углеродисто-глинистыми сланцами, обогащенными ураном (на кларковом уровне) и характеризующимися пониженными концентрациями тория. Соотношение урана и тория близко 1. Эти породы вмещают золоторудную минерализацию в нижних частях сухопитской серии (см.

рис. 1, 2), колчеданно-полиметаллическую в западной Приенисейской (см. рис. 1, 3) и подстилают конгломераты с колчеданным оруденением в среднем течении р. Панимба (см. рис. 1, 4). На Енисейском кряже несколько обогащены ураном сероцветные отложения с медной минерализацией (Злобин и др., 1975; Злобин, Советов, 1975). Рудовмещающие породы этой группы идентичны между собой и аналогичны по распределению урана и тория черным углеродистым сланцам нижних частей сухопитской серии за пределами рудных полей (см. рис. 1, 1).

В Ленском районе к подобным породам тяготеет прожилково-вкрапленная золоторудная минерализация (см. рис. 2, 4) и колчеданные проявления, например, в джемжуканской свите (см. рис. 2, 7).

Вторая группа пород, рудовмещающих для большинства золоторудных и золото-сурьмяных проявлений Южно- и Северо-Енисейской тайги и жильной золоторудной минерализации на различных стратиграфических уровнях в Ленском районе, в отличие от первой характеризуется пониженными концентрациями урана и повышенными тория. Отношение урана к торию составляет примерно 1:4, что типично также для филлитов и кристаллических сланцев, относящихся к высокоглиноземистым разновидностям осадков, разубоженных в большей или меньшей степени примесью карбонатного и кремнистого материала. Последний представлен кварцевыми, реже кварц-полевошпатовыми алевритами и песчаниками. Рудовмещающие породы Енисейского кряжа несколько отличаются по содержанию урана и тория друг от друга, что не соответствует точке зрения о принадлежности этих пород одному горизонту или свидетельствует о его фациальных изменениях.

В радиогеохимическом отношении рудовмещающие терригенные породы Ленского района отличаются от енисейских пониженными концентрациями в них в большинстве случаев тория (особенно для патомской серии) и калия. Так, содержание тория в породах Енисейского кряжа составляет 7,5—12,5 г/т для первой группы и 12,5—17,5 г/т — для второй, а в Ленском районе

Рис. 2. Распределение радиоактивных элементов в рудовмещающих терригенных толщах Ленского района (черное — в пределах рудных зон, белое — за пределами участков развития рудной минерализации):

1 — в нижнепротерозойских песчано-сланцевых отложениях, вмещающих золоторудную минерализацию; 2 — в кристаллических сланцах нижних частей патомской серии (шусманская свита), вмещающих золоторудную минерализацию; 3 — в филлитах и биотитсодержащих сланцах хомолжинской свиты, вмещающих золоторудную минерализацию; 4 — в филлитах и углеродистых сланцах, вмещающих прожилково-вкрапленное золотое оруденение; 5 — в филлитовидных сланцах хомолжинской свиты за пределами рудных участков; 6 — в филлитах догаддынской свиты, вмещающих золоторудную минерализацию; 7 — в углеродистых сланцах, вмещающих колчеданную минерализацию в джемжуканской свите.

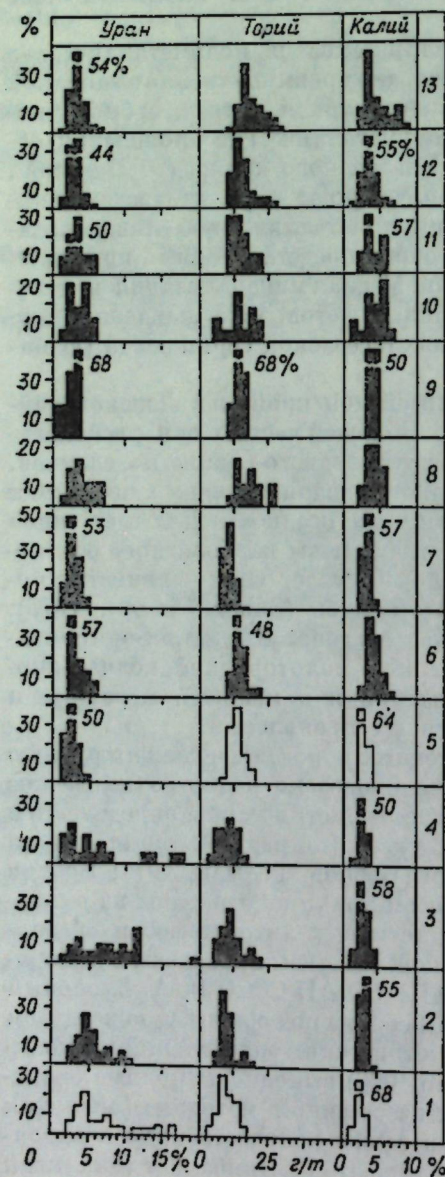
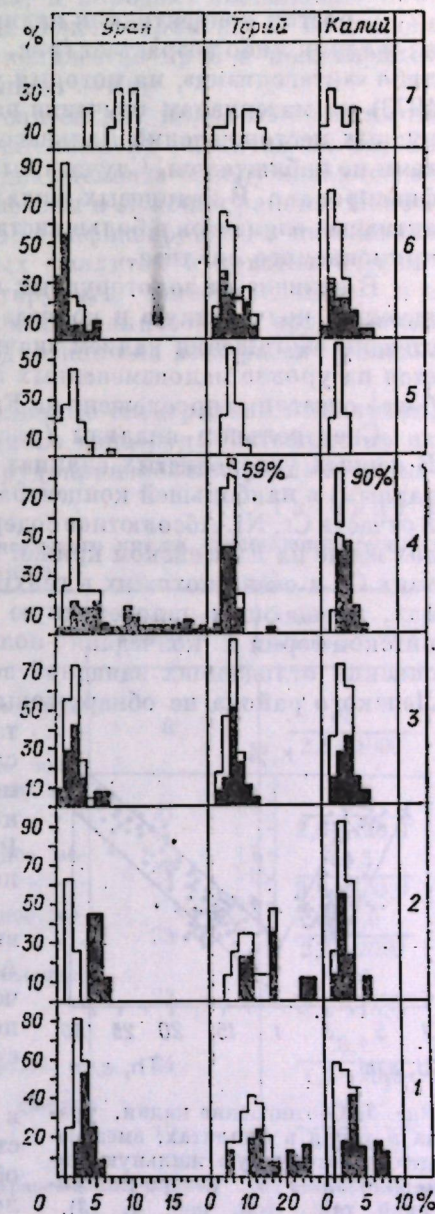


Рис. 1. Распределение радиоактивных элементов в рудовмещающих терригенных породах Енисейского кряжа (белое — за пределами рудных полей, черное — в рудных полях).

1 — в черных углеродистых сланцах нижних частей сухопитской серии; 2 — в тех же образованиях с золоторудной минерализацией; 3 — в углеродистых сланцах тунгусинской серии в западной Приенисейской зоне, вмещающих колчеданно-полиметаллическую минерализацию; 4 — в углеродистых сланцах нижних частей сухопитской серии, вмещающих конгломераты с колчеданным оруденением; 5 — в филлитах нижних частей удерейской свиты за пределами рудных участков; 6 — в филлитах, вмещающих золото-сурьмяную минерализацию на участке 1; 7 — в филлитах, вмещающих золоторудную и золото-сурьмяную минерализацию на участке 2; 8 — в кристаллических сланцах, вмещающих золоторудную минерализацию в окскоконтакте интрузивного массива; 9 — в кристаллических сланцах, вмещающих золоторудную минерализацию в Северо-Енисейской тайге (участок 1); 10 — в филлитах и алевритах, вмещающих золоторудную минерализацию (участок 2); 11 — в кристаллических сланцах и кварцитовидных песчаниках нижних частей сухопитской серии, вмещающих золоторудную минерализацию (участок 3); 12 — в кристаллических сланцах средних частей сухопитской серии, вмещающих золоторудную минерализацию (участок 4); 13 — в филлитах нижних частей удерейской свиты, вмещающих золоторудную минерализацию в Северо-Енисейской тайге (участок 5).





— 6—10 г/т. Содержание его возрастает лишь в высокоглиноземистых песчано-сланцевых отложениях нижнего протерозоя (верхнемихайловская подсвита) и в кристаллических сланцах нижних частей палеозойской серии, где достигает 16 г/т. Концентрация калия за пределами рудных зон в породах Енисейского кряжа в большинстве проб составляет 2—4, в Ленских — 1—3%.

В пределах рудных зон практически всех золоторудных месторождений в Енисейском кряже и Ленском районе в терригенных породах резко возрастает содержание калия, что связано с серицитизацией вмещающих пород. Макроскопически этот процесс не всегда отчетливо виден. В контактах более мощных кварцево-жильных тел вмещающие породы осветляются. В участках с жильково-вкрапленной золоторудной минерализацией, сопровождающейся интенсивным развитием сульфидов, этот процесс визуально не прослежен.

Наибольшая концентрация калия (до 7—8%) зафиксирована на золоторудных месторождениях кварцево-жильного типа, залегающих в высокоглиноземистых филлитах и кристаллических сланцах.

С ростом концентрации калия в измененных породах содержание урана и тория либо возрастает (рис. 3), либо остается без изменения. Какого-либо «антагонизма», на который указывал Э. Я. Островский (Островский, 1973) по материалам изучения радиогеохимических особенностей золоторудных месторождений Дальнего Востока, между радиоактивными элементами не наблюдается. Ступень выноса урана и тория с ростом калия не зафиксировано. В кварцевых жилах всех разновидностей содержание радиоактивных элементов в большинстве случаев ниже порогов чувствительности применяемого анализа.

В отличие от золоторудных проявлений в терригенных породах, вмещающих колчеданную и колчеданно-полиметаллическую минерализацию, степень обогащения калием значительно меньше. Его концентрация остается на уровне малоизмененных пород за пределами рудных зон, что наиболее отчетливо прослежено на Енисейском кряже (см. рис. 1, 1—4).

Спектральные анализы (рис. 4) позволяют установить следующее. В черных углеродистых сланцах (первая группа, по радиогеохимическим данным) в наибольшей концентрации обнаруживаются Pb, Zn, Cu, Mo, Ag и отчасти Cr, Ni. Абсолютное содержание этих элементов в названных породах выше на Енисейском кряже. Кроме того, обнаружены Ti и в двух случаях Cd в очень похожих в геохимическом отношении углеродистых сланцах, вмещающих золоторудную минерализацию в нижних частях сухонитской серии и колчеданно-полиметаллическую минерализацию в тунгусских отложениях западной зоны. Последние два элемента в породах Ленского района не обнаружены. В сероцветных меденосных отложениях тасеевской серии помимо Cu накапливаются Ag, Pb, Zn. При этом ореолы повышенных концентраций Cu и Ag пространственно совпадают с медистыми песчаниками, а Pb и Zn накапливаются в прилегающих породах (Злобин, Советов, 1975).

В породах второй группы классы повышенных концентраций Pb, Zn, Cu, Mo, Ag, Cr и Ni встречаются значительно реже, чем в первой. Обращает на себя внимание пониженная концентрация Pb на золото-сурьмяных рудопоявлениях.

Содержание Ti, Zr, V и Mn повышено в терригенных породах, вмещающих собственно золоторудную минерализацию. Ti обычно накапливается в золотоносных углеродистых сланцах и высокоглиноземистых

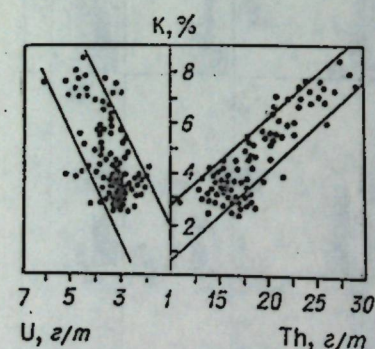


Рис. 3. Соотношение калия, урана и тория в филлитах, вмещающих золоторудную жильную минерализацию в Северо-Енисейской тайге (см. рис. 4, 13).

филлитах, особенно в тех, которые обладают повышенными концентрациями тория. Как на Енисейском кряже, так и в Ленском районе наибольшую частоту встречаемости имеет класс от 0,1 до 0,5%. Содержание Ti снижается в породах с колчеданно-полиметаллической и колчеданной минерализацией (см. рис. 4, 2, 9). Минимальное количество Zr зафиксировано в породах с колчеданной минерализацией в Ленском районе, на золото-сурьмяных рудопоявлениях Енисейского кряжа. Кроме того, здесь заметно уменьшается процент проб с высокой концентрацией Zr в углеродистых сланцах. Содержание ванадия на золоторудных объектах Ленского района примерно одинаково и понижено в осадках с колчеданными рудами, то же наблюдается и на Енисейском кряже. Аналогично распределяется в породах Mn.

В распределении Co, Sr, Ba по большинству объектов заметных различий нет. Так, Co наиболее распространен в концентрации 0,001—0,005%. Незначительное количество проб с повышенным его содержанием отмечается на колчеданно-полиметаллических рудопоявлениях, в высокоглиноземистых филлитах Енисейского кряжа, в породах, вмещающих жильково-вкрапленное золотое оруденение Ленского района. В последнем случае обнаруживается незначительное количество проб с повышенным содержанием Sr и, напротив, с пониженным — Ba.

Помимо уже отмечавшихся отличий енисейских пород от ленских по радиоактивным элементам Ti, Cd примечательны их различия по Sn, La (La на графиках не показан). Последние два элемента обнаруживаются во всех породах Енисейского кряжа и не отмечены в Ленском районе. Наиболее высокое содержание Sn (0,001—0,005%) зафиксировано в интенсивно серицитизированных высокоглиноземистых филлитах и кристаллических сланцах, вмещающих жильную золоторудную минерализацию, и в углеродистых сланцах с колчеданно-полиметаллическим оруденением (см. рис. 4, 2, 7, 8); La распределяется однотипно на всех рассмотренных объектах.

Все перечисленные элементы, определяемые спектральным анализом, не служат индикаторами какого-либо одного типа руд. Большинство их относится к сквозным и встречается на рудопоявлениях различных ме-

Таблица 1

Содержание золота в терригенных породах Енисейского кряжа, вмещающих рудную минерализацию

| Порода                                                                                                             | Количество анализов | Среднее<br>Разброс, мг/т |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------|--------------------------|
| Филлитовидные сланцы, вмещающие золото-сурьмяную минерализацию на участке I . . . . .                              | 8                   | 65<br>2,8—1000           |
| Филлитовидные сланцы и алевролиты, вмещающие золоторудную и золото-сурьмяную минерализацию на участке II . . . . . | 21                  | 65<br>2,8—120,0          |
| Кристаллические сланцы, вмещающие золоторудное месторождение III . . . . .                                         | 24                  | 63,5<br>9,0—150,0        |
| Кристаллические сланцы, вмещающие золоторудное месторождение IV . . . . .                                          | 33                  | 334,0<br>2,3—2000        |
| Углеродисто-глинистые сланцы, вмещающие колчеданно-полиметаллическую минерализацию . . . . .                       | 22                  | 5,95<br>2,0—14,0         |
| Углеродистые сланцы, вмещающие колчеданные руды . . . . .                                                          | 24                  | 8,1<br>1,4—20,0          |
| Алевролиты, песчаники и сланцы чистяковской свиты, вмещающей медную минерализацию . . . . .                        | 10                  | 1,0<br>1,0—2,0           |

Примечание. Здесь и далее средние содержания вычислены без учета экстремальных значений.



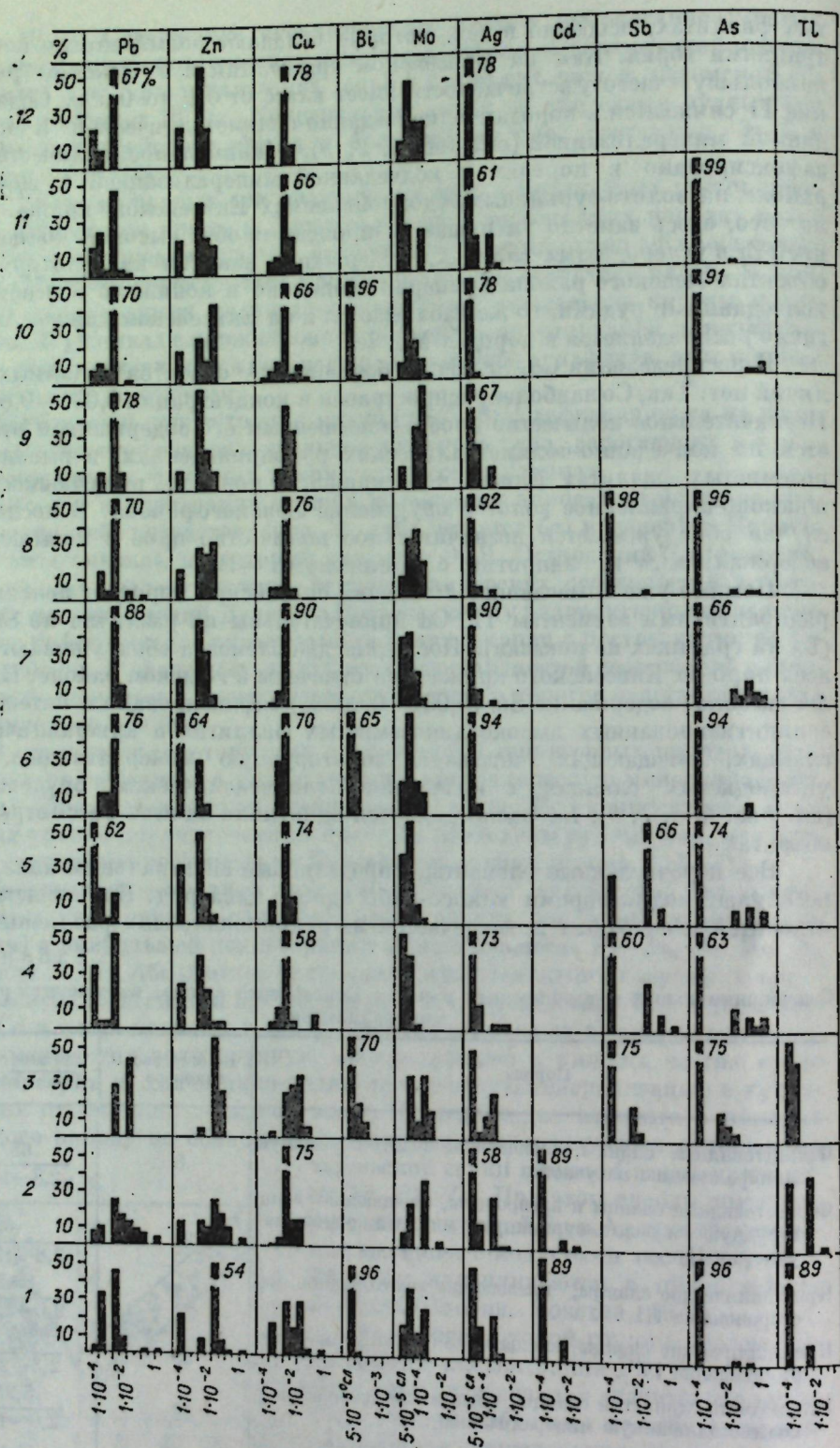
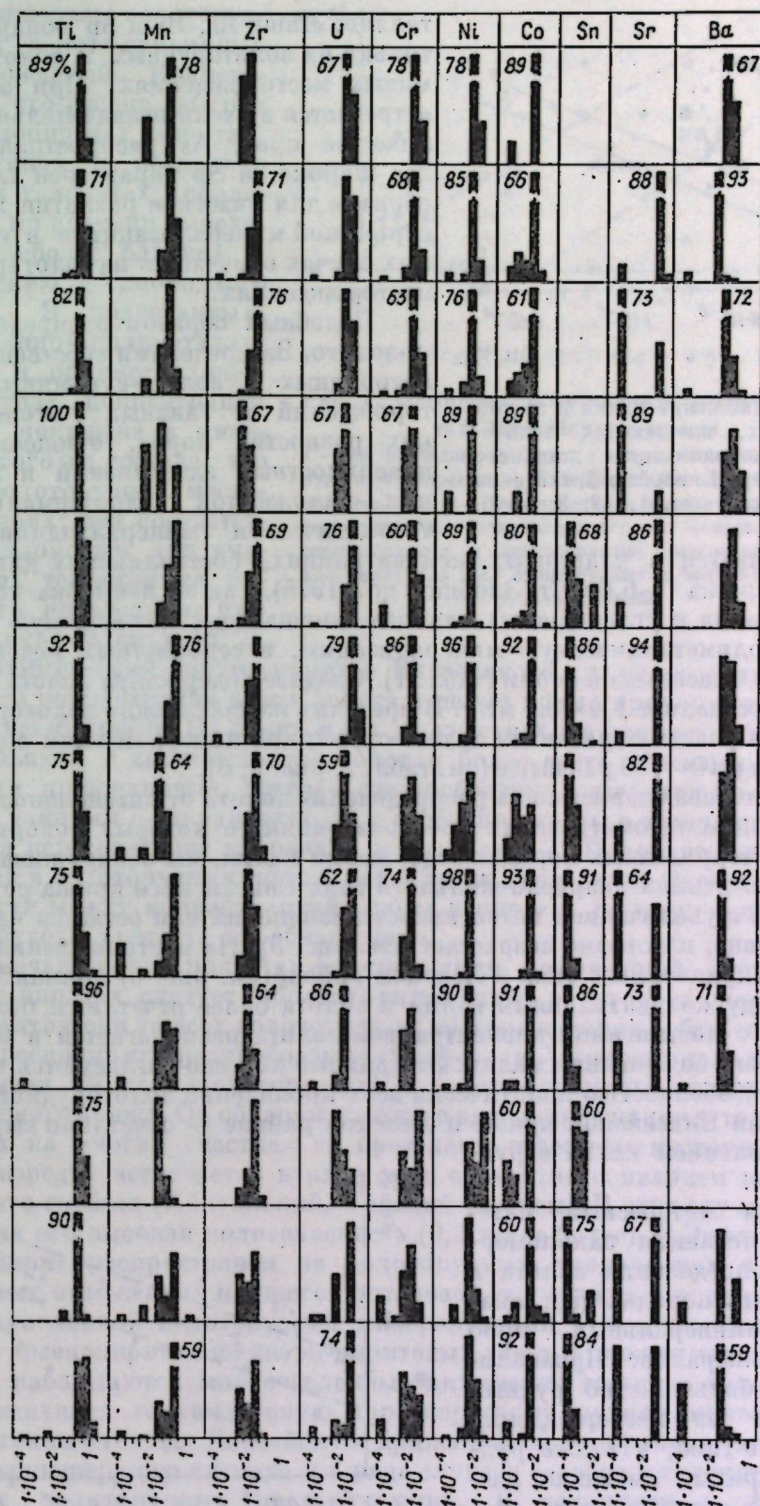


Рис. 4. Гистограммы распределения элементов-примесей в рудовмещающих  
1 — в углеродистых сланцах нижних частей сухопитской серии, вмещающих золоторудную  
колчеданно-полиметаллическую минерализацию в западной Приенисейской зоне (см. рис. 1,  
филлитах, вмещающих золоторудную и золото-сурьмяную минерализацию на участке 2  
рии, вмещающих золоторудную минерализацию (см. рис. 1, 10); 7 — в кристаллических сланцах  
нию в Северо-Енисейской тайге (см. рис. 1, 12); 8 — в филлитах нижних частей удерейской сви-  
щающих золоторудную минерализацию (см. рис. 2, 2); 11 — в филлитах хомолхинской свиты,  
рис. 2, 4); 12 — в сланцах догадлинской свиты,



терригенных породах Енисейского кряжа и Ленского района.

минерализацию (см. рис. 1, 2); 2 — в углеродистых сланцах, вмещающих  
3); 3 — в углеродистых сланцах нижних частей сухопитской серии, вмещающих  
минерализацию в Южно-Енисейской тайге, участок 1 (см. рис. 1, 4); 5 — в  
(см. рис. 1, 7); 6 — в филлитах и алевролитах средних частей сухопитской се-  
средних частей сухопитской серии, вмещающих золоторудную минерализа-  
ты, вмещающих жильную золоторудную минерализацию (см. рис. 1, 13); 9 —  
рис. 2, 7); 10 — в песчано-сланцевых отложениях нижнего протерозоя, вме-  
вмещающих прожилково-крупную золоторудную минерализацию (см.  
вмещающих золоторудную минерализацию (рис. 2, 6)



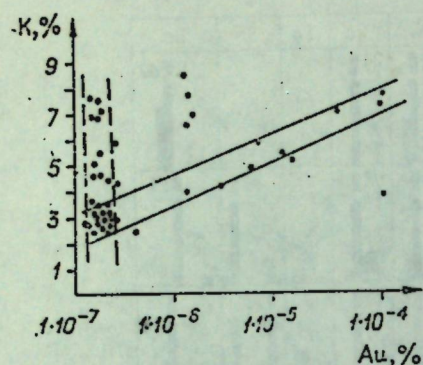


Рис. 5. Соотношение калия и золота в филлитах, вмещающих золоторудную минерализацию жильного типа в Северо-Енисейской тайге на участке 5 (см. рис. 1, 13; 3; 4, 8).

обнаруживается в кларковых концентрациях, составляющих для Енисейского кряжа 1—6,6 мг/т (Злобин и др., 1975). Так же невысока концентрация металла в углеродистых сланцах, вмещающих колчеданную и колчеданно-полиметаллическую минерализацию, в сероцветных меденосных отложениях тасеевской серии (табл. 1). Среднее содержание золота в этих породах составляет 1,4—8,1 мг/т. В пределах же собственно золоторудных полей и на участках развития золото-сурьмяной минерализации содержание золота в 10—100 раз выше (см. табл. 1, рис. 5, 6).

Прослеживая зависимость распределения золота от интенсивности гидротермально-метасоматических преобразований, о которых говорит увеличение в терригенных породах содержания калия, мы обнаруживаем, что на месторождениях кварцево-жильного типа Енисейского кряжа содержание золота с увеличением интенсивности изменений или остается на кларковом уровне, или резко возрастает (см. рис. 5). На месторождениях прожилково-вкрапленного типа в Ленском районе (см. рис. 6) прямая зависимость между концентрациями калия и золота более отчетлива: большинство проб с повышенной концентрацией золота располагается в области повышенного содержания калия. Эти данные хорошо согласуются с отмечавшейся особенностью практически всех проявлений золоторудной минерализации в Енисейском кряже и Ленском районе — отчетливо выраженным накоплением калия в рудных зонах.

Весьма интересный материал для познания закономерностей распределения золота в терригенных породах дает анализ мономинеральных проб рудных минералов. Проанализировано большинство рудных минералов из месторождений различного типа, а также рудные минералы, имеющие разное время выделения и разные формы нахождения в породах: импрегнация, конкреции, жилы и прожилки (табл. 2, рис. 7).

Эти анализы показывают, что золото обогащает все руд-

таллов. Лишь As, Bi и Sb обнаружены только на золоторудных и золото-сурьмяных месторождениях. При этом Bi встречается в очень незначительном количестве проб, As распространен более широко, а Sb характерен главным образом для участков развития золото-сурьмяной минерализации и в единичных случаях отмечается на золоторудных месторождениях.

Подобным образом распределяется и золото. За пределами собственно золоторудных и золото-сурьмяных месторождений в главных литологических разностях пород, очищенных от поверхностных загрязнений и лишенных наложенной гидротермально-метасоматической минерализации, оно

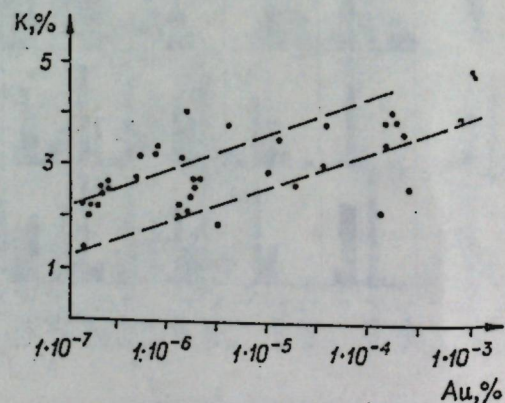


Рис. 6. Соотношение калия и золота в филлитах и углеродистых сланцах, вмещающих прожилково-вкрапленную золоторудную минерализацию в хомолхинской свите (см. рис. 2, 4).

ные минералы золоторудных и золото-сурьмяных месторождений. Концентрация его весьма высока в арсенопиритах, пиритах, пирротинах и несколько ниже в галенитах и сфалеритах, по времени выделения наиболее близких к отложению самородного золота. В колчеданных, колчеданно-полиметаллических и полиметаллических рудах концентрация золота понижена в минералах того же состава, что и на золоторудных месторождениях; она соответствует кларковому для вмещающих терригенных пород или превосходит их в несколько раз (см. табл. 2).

Геохимический анализ пиритов Енисейского кряжа позволил установить, что концентрация в них золота в целом прямо пропорциональна содержанию мышьяка. На одних и тех же участках и в породах одного состава мышьяком и соответственно золотом более всего обогащены молодые разности: прожилковые, жилые и гнездобразные выделения по сравнению с более ранними — вкрапленными и особенно пириты в ассоциации с кварцем или пересекающие кварцевые жилы (рис. 7). Подобное явление отмечено как в золоторудных полях, так и за их пределами. Определенной зависимости между концентрацией золота в пиритах и содержанием какого-либо другого элемента не обнаружено.

Отмечая важную роль As в формировании повышенной концентрации золота в пиритах, следует обратить внимание на то, что этот элемент образует практически на всех золоторудных месторождениях собственные минералы: арсенопирит и разнообразные сульфосоли. Арсенопирит наиболее распространен на всех золоторудных и золото-сурьмяных месторождениях Енисейского кряжа. Он обнаруживается в виде импрегнации в терригенных породах на многих участках за пределами известных месторождений, а также изредка встречается в виде жил совместно с кварцем в гранитах и гранито-гнейсах (Аяхтинский, Тейский массивы). В этих случаях зафиксирована его высокая золотоносность (0,2 г/т и более). В Ленском районе арсенопирит распространен на золоторудных проявлениях в песчано-сланцевых отложениях нижнего протерозоя, в участках развития прожилково-вкрапленной золоторудной минерализации в хомолхинской свите. Здесь в арсенопиритах из кварц-пиритовых гнезд и прожилков под микроскопом наблюдаются многочисленные включения мелкого золота.

Заканчивая геохимическую характеристику рудной минерализации в терригенных толщах Енисейского кряжа и Ленского района, отметим высокую концентрацию висмута и в ряде случаев серебра в галенитах и сфалеритах золоторудных месторождений. В галенитах и сфалеритах из полиметаллических и колчеданно-полиметаллических месторождений висмут нами не зафиксирован. Наличие висмута в минералах поздних стадий на золоторудных месторождениях согласуется с минералогическими исследованиями, показывающими сравнительно частую встречаемость в рудах висмутитина и самородного висмута. Эти два минерала нередко образуют тесные сростания с самородным золотом, иногда напоминающие структуры распада твердого раствора.

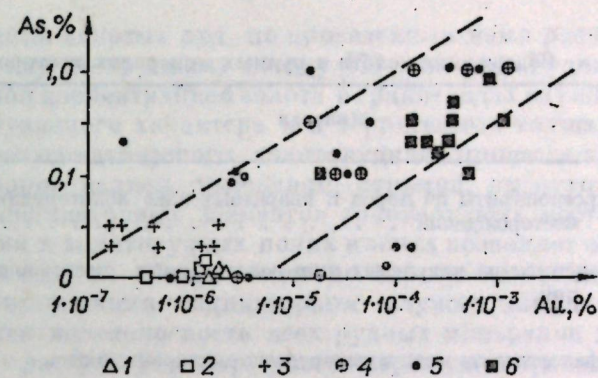


Рис. 7. Соотношение мышьяка и золота в пиритах Енисейского кряжа.

1 — из колчеданных руд; 2 — из полиметаллических руд; 3 — импрегнация в терригенных породах различного состава; 4 — импрегнация в породах, вмещающих золоторудную минерализацию; 5 — жиллообразные, гнездобразные и линзообразные выделения пирита; 6 — пириты из жил золоторудных и золото-сурьмяных рудопоявлений.



Таблица 2

Содержание золота в рудных минералах месторождений Енисейского кряжа

| Минерал                                                                    | Количество анализов | Средний разброс, мг/т |
|----------------------------------------------------------------------------|---------------------|-----------------------|
| Арсенопириты из пород и кварцевых жил золоторудных месторождений . . . . . | 18                  | 7611<br>180—25 000    |
| Галениты из кварцевых жил золоторудных месторождений . . . . .             | 4                   | 178<br>53—330         |
| Сфалериты из жил золоторудных месторождений . . . . .                      | 5                   | 105<br>41—240         |
| Антимониты из жил золото-сурьмяных месторождений . . . . .                 | 2                   | 420<br>200—640        |
| Пирротины из пород за пределами рудных полей . . . . .                     | 14                  | 7,7<br>1,6—20,0       |
| Пирротины из золоторудных месторождений . . . . .                          | 18                  | 1594<br>18—15 000     |
| Галениты из полиметаллических месторождений . . . . .                      | 3                   | 7,3<br>5—10           |
| Сфалериты из полиметаллических месторождений . . . . .                     | 3                   | 14,3<br>10—23,0       |
| Пириты из колчеданно полиметаллических месторождений . . . . .             | 6                   | 4,9<br>1,2—12,0       |
| Пирит из согрейских гранитов . . . . .                                     | 1                   | 4,7                   |
| Пирит из золоторудных и золото-сурьмяных месторождений . . . . .           | 40                  | 2681<br>40—13 000     |
| Пириты из полиметаллических месторождений . . . . .                        | 4                   | 10,0<br>5,0—220       |
| Пириты из колчеданных пирит-пирротитовых руд . . . . .                     | 3                   | 26<br>22—32           |

В заключение можно сделать ряд выводов. Черные углеродистые сланцы и сероцветные отложения, обладающие повышенным содержанием урана, характеризуются повышенной концентрацией Pb, Zn, Cu, Mo, Ag. С этими образованиями пространственно совпадают колчеданная, колчеданно-полиметаллическая и медная минерализация. Во всех случаях характерно обогащение минерализованных пород серебром. Для названных типов руд уместно допустить мобилизационное происхождение рудных компонентов путем заимствования их из вмещающих пород. Примечательно, что породы рассматриваемого типа на Енисейском кряже более обогащены перечисленными компонентами, что создает, по-видимому, благоприятные условия для формирования колчеданно-полиметаллических и полиметаллических руд в этом регионе.

В отличие от этого золоторудная и золото-сурьмяная минерализация встречается в породах с различными геохимическими характеристиками. Вероятнее всего, источник Au совпадает с источником K, As, Sb, Bi.

Повышенная концентрация золота создается в особый гидротермально-метасоматический этап вслед за формированием интрузивных массивов. Время формирования золотого оруденения соответствует периодам интрузивного магматизма. Отметим, что в Енисейском кряже формирование золотого оруденения составляет, по собранным и полученным нами данным, по калий-аргоновому методу 629—670 млн. лет, по уран-торий-свинцовому изохронному — 650—700 млн. лет. В Ленском районе возраст терригенных толщ, подверженных метаморфическим и метасоматическим процессам, 355—450 млн. лет (Геохронология докембрия. . . , 1968), а наиболее

вероятное время формирования золотых руд, по проведенным нами расчетам, по уран-торий-свинцовому изохронному методу 470 млн. лет. Рудная минерализация с повышенной концентрацией золота в гранитоидах служит свидетельством ее постинтрузивного характера и в терригенных толщах.

Для гидротермально-метасоматического золоторудного процесса характерно обогащение растворов калием, мышьяком, сурьмой, висмутом, выступающими в качестве индикаторных элементов золоторудных месторождений. Накопление калия в золоторудных полях и зонах позволяет использовать экспрессные методы их обнаружения по аэрогамма-съемке. Наиболее надежными геохимическими индикаторами служат мышьяк, висмут, сурьма, повышенная золотоносность всех рудных минералов и, разумеется, пород, в которых распространена рудная минерализация, повышенное содержание в пиритах мышьяка.

Из литологических факторов, благоприятствующих поискам различного типа руд, следует отметить наличие пород с повышенной концентрацией (на кларковом уровне) урана: к ним тяготеют прожилково-вкрапленные и жильные руды золота, колчеданная, колчеданно-полиметаллическая и медная минерализация.

Подчеркнем, что подобные терригенные породы, обогащенные ураном и другими рудными элементами, как правило, формируются в участках смены карбонатного осадконакопления глинистым. Такая ситуация наблюдается на Енисейском кряже (Злобин и др., 1975), в Ленском районе в отложениях палеозойской серии, например на участках смены карбонатных пород баракунской свиты терригенными хомолхинскими; на Урале как в палеозойских, так и в древних терригенных толщах, например в пределах месторождения Кумак — Сланцевая полоса, Бакал; на большинстве золоторудных проявлений в Западном Узбекистане. Яркий пример благоприятности подобного типа литологической ситуации для формирования рудной минерализации — медно-урановое месторождение Рам Джангл в Австралии, одно из наиболее крупных золоторудных месторождений в Южной Дакоте (рудник Хомстэйк) и др.

Причина этого, по-видимому, заключается в том, что при смене карбонатного режима осадконакопления глинистым происходит максимальное отложение и сохранение в породах органического вещества, создание восстановительных барьеров.

Комплексный анализ литологических ситуаций и минералого-геохимических данных, как показывает пример Енисейского кряжа и Ленского района, можно использовать для выбора рациональных методов ведения поисковых и разведочных работ.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бобров В. А., Гофман А. М. Лабораторный гамма-спектрометрический анализ естественных радиоактивных элементов. Новосибирск, 1971. 67 с.
- Бобров В. А., Крейделев Ф. П., Гофман А. М. Гамма-спектрометрический анализ в камере низкого фона. Новосибирск, «Наука», 1975. 55 с.
- Геохронология докембрия и ее складчатого обрамления Л., «Наука», 1968. 332 с.
- Злобин В. А., Куликов А. А., Бобров В. А. Закономерности распределения радиоактивных элементов в докембрийских отложениях заангарской части Енисейского кряжа. — В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 198—203.
- Злобин В. А., Советов Ю. К. Медь, золото и радиоактивные элементы в отложениях тасеевской серии Енисейского кряжа. — «Геол. и геофиз.», 1975, № 8, с. 147—152.
- Островский Э. Я. Антагонизм радиоактивных элементов в полях околорудных изменений и его использование в поисковой аэрогамма-спектрометрии. — «Сов. гео-логия», 1973, № 10, с. 99—107.



# ЗОЛОТО В ДРЕВНИХ КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ КАОЛИНОВОГО ТИПА

В работах многих исследователей широко освещено поведение золота в зоне окисления золоторудных месторождений разных формационных типов. Однако приводится очень мало данных о распределении и поведении золота в гипергенных образованиях, расположенных за пределами его месторождений, в том числе в древних корях выветривания. Лишь в последнее время в печати появились работы, в которых обсуждается распределение и некоторые общие черты поведения золота в бокситах (Теняков и др., 1970), карстовых и покровных образованиях (Захаров, 1972; Заруцкий и др., 1971; Киселева, Пономаренко, 1971) и в гипергенных минералах осадочных пород (Никитин, Ясрев, 1974).

Для развития теории геохимических методов поисков золоторудных месторождений в древних сооружениях, совершенствования критериев прогноза и оценки золотых руд по продуктам выветривания представляет интерес изучение поведения золота в процессах корообразования. Это, кроме того, позволяет расширить наши представления о кругообороте его в осадочном цикле. А пока даже среднее содержание золота в породах кор выветривания неизвестно.

Цель нашей работы — рассмотреть распределение, формы нахождения золота и его поведение при образовании кор каолинового типа.

Н. А. Росляковым были исследованы опорные разрезы кор выветривания в 50 и более километрах от известных золоторудных полей по семи региональным профилям. Три профиля меридиональных (Барнаул — Алма-Ата; Кокчетав — Фрунзе; Тисуль — гора Зеленая) и четыре широтных (Фрунзе — Кульдика; Фрунзе — Прижевальск; Кокчетав — Карасук; Тисуль — Горячегорск). Выбраны они с учетом пересечения основных геологических структур, зональных поясов четвертичных отложений, современных климатических и ландшафтных зон. Широтные профили расположены в одной климатической зоне и ориентированы по простиранию геологических структур. Расстояние между точками наблюдения на профилях 50—100 км. Объектами наблюдения служили естественные обнажения и карьеры, обилие и доступность которых стали возможными благодаря широкому строительству шоссе и дорог, а также разрезы кор выветривания на окраинах ряда золоторудных полей Сибири, Средней Азии, Казахстана и Камчатки. Ф. В. Сухоруким и Б. Л. Щербовым в карьерах и по керну скважины собран материал на каолиновом месторождении Ангрен (Средняя Азия), по коре выветривания Северного Казахстана (Кокчетавская глыба) и Украинского щита, а материалы по корам выветривания Прибайкалья любезно предоставлены Ю. Н. Заниным. Всего исследовано на золото около 180 разрезов (табл. 1). Изучено большое разнообразие первичных пород, в которых макроскопически не наблюдается изменений и их продуктов выветривания, по возрасту и составу представляющих почти все разновидности, известные в полях золоторудных месторождений.

Золото анализировалось В. Г. Цимбалист спектрохимическим и Р. Д. Мельниковой — нейтронно-активационным методом. Медь, свинец, цинк, мышьяк и другие элементы анализировались Н. А. Яковлевой приближенным количественным спектральным методом. Минералы глинистых фракций диагностировались с помощью рентгеноструктурного, термического и электронно-микроскопического анализа в лабораториях ИГИГ и СНИИГГИМС. Определялось рН вытяжек и объемный вес пород.

Таблица 1

Возраст остаточных кор выветривания районов исследования (составил Н. А. Росляков по литературным данным)

| Район исследования                      | Эпоха корообразования       |                         | Литературный источник          |
|-----------------------------------------|-----------------------------|-------------------------|--------------------------------|
|                                         | главная                     | второстепенная          |                                |
| 1                                       | 2                           | 3                       | 4                              |
| Центральные Кызылкумы (1*)              | Домеловая                   |                         | Рахимова, 1959                 |
|                                         | Верхнетриас-нижнеюрская     |                         | Кирилов, 1971                  |
|                                         | Верхнеюрско-нижнемеловая    |                         |                                |
|                                         | Апт-альбская                |                         |                                |
| Ангрен(3)                               | Альб-плиоценовая            |                         |                                |
|                                         | Верхнетриас-нижнеюрская     |                         | Перельман, 1955                |
|                                         | Нижне-верхнетриасовая       |                         | Петров, Рубанов, 1960          |
|                                         | Верхнетриас-нижнеюрская     |                         | Абдуллаходжиев и др., 1963     |
| Центральный и Южный Казахстан (8)       | Среднетриас-нижнеюрская     |                         | Рабкова, 1963                  |
|                                         | Дозоценовая                 |                         | Гипзбург, Рукавишников, 1956   |
|                                         | Нижне-среднеэоценовая       | Нижне-среднеюрская      | Никифорова, 1960               |
|                                         |                             | Апт-альбская (?)        |                                |
| Северный Казахстан (22)                 |                             | Верхнеэоценовая         |                                |
|                                         | Юрско-нижнемеловая          | Плиоцен-плейстоценовая  |                                |
|                                         | Дат-палеоген-нижнеэоценовая |                         | Никитин, Федоренко, 1970       |
|                                         | Триас-юрская                |                         | Александров, Нурлыбаев, 1975   |
| В целом по Казахстану (35)              | Досреднетриасовая           | Юрско-нижнемеловая      | Федоренко и др., 1973          |
|                                         |                             | Палеоцен-нижнеэоценовая |                                |
|                                         | Юрско-среднеэоценовая       | Верхнеолигоценовая      | Лисицына, 1960; Разумова, 1956 |
|                                         |                             | Нижнемиоценовая         |                                |
| Восточный Казахстан, Западный Алтай (8) | Верхне-триас-нижнеюрская    | Верхнетриасовая         | Тюрин, 1972                    |
|                                         | Нижне-среднеюрская          | Эоцен-олигоценовая      |                                |
|                                         | Средне-верхнеюрская         |                         | Малиновский, 1973              |
|                                         | Апт-альбская                |                         |                                |
|                                         | Олигоценовая                |                         |                                |
|                                         | Миоценовая                  |                         |                                |
|                                         | Верхне-триас-нижнеюрская    |                         |                                |
|                                         | Юрская                      | Верхнеплиоценовая       | Щукина, 1956                   |
|                                         | Палеогеновая                |                         |                                |



| 1                                                         | 2                                                                     | 3                                                                      | 4                            |
|-----------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------|------------------------------|
| Салаир,<br>Кузнецкий<br>Алатау (7)                        | Триасовая (?)                                                         |                                                                        | Адаменко, Зальцман,<br>1970  |
|                                                           | Верхнемеловая                                                         | Палеогеновая                                                           | Жеваго, Карлова,<br>1973     |
|                                                           | Третичная                                                             |                                                                        | Зимин, 1959                  |
|                                                           | Мел-палеогеновая                                                      | Плиоценовая                                                            | Занин, 1967                  |
|                                                           | Дат-палеоценовая                                                      | Верхнетриасовая<br>(?)<br>Верхнемеловая<br>Олигоценная<br>Миоценовая   | Малолетко, 1966              |
| В целом<br>по горным<br>районам За-<br>падной Си-<br>бири | Нижнемеловая                                                          |                                                                        | Сухарина и др., 1958         |
|                                                           | Средне-верхнетриа-<br>совая<br>Сеноман-туронская<br>Нижнепалеогеновая | Юрская (?)<br>Баррем-антская<br>Миоценовая<br>Плиоценовая              | Казаринов, 1958              |
|                                                           | Верхнемел-палеоце-<br>новая                                           |                                                                        | Дамбровская, 1970            |
|                                                           | Мел-палеогеновая                                                      | Плиоценовая                                                            | Занин, 1967                  |
|                                                           | Доолигоценная                                                         | Олигоценная<br>Миоценовая<br>Плейстоценовая                            | Логачев и др., 1964          |
| Прибай-<br>калье (4)                                      | Альб-туронская<br>Маастрих-датская                                    | Верхнепалеоце-<br>новая<br>Позднеоценовая<br>Олигоценная<br>Миоценовая | Лейпциг, Левина,<br>1975     |
|                                                           |                                                                       | Нижнемеловая                                                           | Нестеренко, 1973             |
|                                                           | Палеогеновая                                                          |                                                                        | Постоленко, 1964             |
|                                                           | Мел-палеогеновая                                                      | Верхнеюрско-ниж-<br>немеловая                                          | Уфимцев, 1973                |
|                                                           | Мел-палеогеновая                                                      |                                                                        | Трицинский, Будз,<br>1967    |
| Восточ-<br>ное Забай-<br>калье (95)                       | Палеогеновая                                                          | Плиоценовая                                                            | Заворотных, Сизиков,<br>1970 |
|                                                           | Палеоген-неогеновая                                                   |                                                                        | Приходько, 1967              |
|                                                           | «                                                                     | Верхнеюрско-ниж-<br>немеловая                                          | Мирчик, 1967                 |
|                                                           | Палеоген-верхнемио-<br>ценовая                                        |                                                                        | Новоселов, 1964              |
|                                                           | Плиоцен-нижнечетвер-<br>тичная                                        |                                                                        | Ганешин, 1964                |
| Централь-<br>ная Камчат-<br>ка (25)                       | Палеогеновая                                                          |                                                                        |                              |
| Украин-<br>ский щит (2)                                   |                                                                       |                                                                        |                              |

\* Цифры в скобках — количество разрезов кор выветривания, опробованных на золото в данном районе.

По происхождению и условиям залегания в исследуемых районах выделяются остаточные, наложенные и переотложенные коры выветривания (по классификации И. И. Гинзбурга, 1963). В данной работе рассматривается поведение золота в процессах формирования остаточных кор выветривания.

Изученные коры выветривания расположены в разных частях СССР и имеют профили с близкой вертикальной зональностью, в неодинаковой степени развитой и эродированной. В наиболее полных профилях в полевых условиях макроскопически выделяются четыре зоны, хотя четкие границы между ними установить не всегда просто. Расположение зон в разрезе следующее (снизу вверх):

1. Исходные породы — магматические, метаморфические и осадочные породы, за счет которых развивается кора выветривания.

2. Плотные и слабо дезинтегрированные породы начальных стадий выветривания (сапролиты, по В. П. Казаринову, 1958).

3. Каменный структурный элювий.

4. Глинистый структурный элювий.

Степень распространения кор выветривания и сохранность их профиля коррелируют в первом приближении с развитием древних поверхностей выравнивания и имеют обратную связь с интенсивностью расчлененности современного рельефа. Коры выветривания довольно широко распространены на площадях предгорных равнин. На более ограниченных участках они прослеживаются в горно-холмистых предгорьях и разрозненными небольшими участками сохраняются в горах. Так, в Северном Казахстане, на Украине, в предгорье Алтая, Салаире, в южном обрамлении Западно-Сибирской низменности, в межгорных депрессиях Ангрена, Забайкалья и других районов часто встречаются коры выветривания с полным профилем. В возвышенных участках, особенно в горных районах Кузнецкого Алатау, Забайкалья и Камчатки, глинистый элювий, а иногда, видимо, и верхние части каменного структурного элювия не обнаружены. Коры выветривания здесь представлены главным образом породами, испытывшими начальные стадии гипергенного преобразования, или маломощным каменным структурным элювием, развитым непосредственно на исходных породах, что особенно свойственно криогенным областям.

Относительно возраста кор выветривания исследуемых регионов нет единого мнения. Кореобразование даже в локальных районах происходило в несколько эпох, среди которых выделяются главные и второстепенные, охватывающие период от триаса до верхнечетвертичного времени включительно (см. табл. 1).

В корях выветривания с полным профилем гипергенное минералообразование, хотя и кончается в большинстве случаев исключительным развитием каолинита в верхней зоне, с глубиной в зависимости от состава исходных пород может значительно разниться. Рассмотрим это на примерах кор выветривания магматических (кислых, средних, основных) и метаморфических пород (табл. 2).

При выветривании кислых пород в начальные стадии изменения наиболее интенсивному преобразованию подвергается биотит, который замещается хлоритами, гидробиотитами и, в конечном счете, каолинитами. Практически одновременно с этим калиевый полевой шпат начинает замещаться каолинитом (пелитизируется), а по плагиоклазу развивается серицит (гидросерицит). Может проявляться преимущественно гидрослюда (например, псевдоморфозы 10 Å минерала с низким двупреломлением по вкрапленным полевым шпатам в кварцевых порфирах Ангрена). Далее вверх по разрезу степень изменения пород нарастает, минеральный состав качественно не меняется, хотя увеличивается количество новообразований



Минеральный состав кор выветривания (по

| Выветривающаяся порода     | Район                        | I                                          |                                               | II                                                     |
|----------------------------|------------------------------|--------------------------------------------|-----------------------------------------------|--------------------------------------------------------|
|                            |                              | Главные                                    | Второстепенные                                | Главные                                                |
| Грапит                     | Северный Казахстан<br>Салаир | Кварц, полевой шпат<br>Кварц, полевой шпат | Биотит, гидрослюда<br>Биотит, роговая обманка | Кварц, полевой шпат, гидрослюда<br>Кварц, полевой шпат |
| Габбро-диорит              | Северный Казахстан           | Плагноклаз, роговая обманка                | Эпидот, кварц                                 | Плагноклаз, роговая обманка                            |
| Габбро                     | Салаир                       | Пироксен, плагноклаз                       | Серпентин, карбонаты, эпидот                  | Пироксен, плагноклаз                                   |
| Пироксенит                 |                              | Пироксен                                   |                                               | Пироксен, монтмориллонит                               |
| Биотит-мусковитовый сланец | Северный Казахстан           | Мусковит, кварц, биотит                    | Хлорит                                        | Мусковит, кварц                                        |

Примечание. Здесь и далее I—исходные породы, II — породы начальных стадий выветривания. М. Ф. Соколова, СНИИГГИМС

при прогрессирующей роли каолинита. Кроме того, в отдельных случаях встречаются монтмориллонит, галлуазит, метагаллуазит и другие минералы.

В верхней зоне (зона глинистого структурного элювия) абсолютно преобладающим новообразованным минералом является каолинит. В разном количестве, часто незначительном, присутствуют гидроокислы и окислы железа, гидрослюда, монтмориллонит, галлуазит и другие минералы.

Почти по всему профилю значительной части рассмотренных разрезов в алевритовой и более крупных фракциях сохраняются реликты минералов исходных пород: кварца, магнетита, циркона, сфена, эпидота, роговой обманки, турмалина, анатаза и др.

По породам среднего состава в начальные и средние стадии выветривания (каменный структурный элювий) кроме каолинита, гидрослюда и хлорита часто в значительном количестве развивается монтмориллонит, который в верхних частях разреза либо играет подчиненную роль, либо вовсе отсутствует. Комплекс реликтовых минералов практически тот же, что и при выветривании кислых пород при других количественных соотношениях, отражающих состав исходных пород.

В случае, когда профиль выветривания формируется на породах основного состава, новообразованными являются минералы группы монтмориллонита (с преобладанием нонтронита), хлорит, гидрохлорит, а в верхней части разреза — окислы и гидроокислы железа в ассоциации с каолинитом. Из реликтовых минералов широко распространены ильменит, сфен, магнетит, лейкоксен, пироксен, порою роговая обманка.

По различным слюдястым сланцам и гнейсам в качестве гипергенных образований развиваются в начальных стадиях гидробиотит, хлорит и каолинит, а затем к верхним частям профиля выветривания роль каолинита возрастает до абсолютного его преобладания среди новообразований. Мусковит сохраняется порой даже в верхних горизонтах глины.

Мощность отдельных зон кор выветривания в зависимости от многих общезвестных факторов изменяется от десятков сантиметров до десятков метров. Полные разрезы распространены ограниченно. Профили выветривания, в которых сохранились или развились только нижние зоны, представлены наиболее широко. Несомненно, такие разрезы в прошлом играли

Таблица 2

данным рентгеноструктурного анализа)

| Выветривающаяся порода             | Район | III                  |                                        | IV                   |                              |
|------------------------------------|-------|----------------------|----------------------------------------|----------------------|------------------------------|
|                                    |       | Второстепенные       | Главные                                | Второстепенные       | Главные                      |
| Каолинит, гидробиотит              |       | Гидрослюда, кварц    | Каолинит, полевой шпат                 | Каолинит, кварц      | Полевой шпат, гидрослюда     |
| Гетит, роговая обманка, гидрослюда |       | Гидрослюда, кварц    | Гидробиотит                            | Гидрослюда, кварц    | Гидроокислы железа           |
| Монтмориллонит, гидрослюда, кварц  |       | Каолинит, плагноклаз | Монтмориллонит, роговая обманка, кварц | Каолинит, гидрослюда | Монтмориллонит, полевой шпат |
| Гидрослюда, серпентин, эпидот      |       | Каолинит, пироксен   | Вермикулит, гидрослюда                 | Каолинит             | Вермикулит                   |
| Вермикулит                         |       | Монтмориллонит       | Каолинит, гетит                        | Каолинит, гетит      | Монтмориллонит               |
| Биотит, хлорит, каолинит, гетит    |       | Мусковит, кварц      | Хлорит, каолинит, гетит, биотит        | Каолинит, кварц      | Мусковит, гетит              |

выветривания, III — каменный структурный элювий, IV — глинистый структурный элювий. Анализ

большую роль в гипергенной геохимии золота и других элементов.

Важно тот факт, что древние коры выветривания часто преобразованы более поздними гипергенными процессами и несут на себе более позднюю наложенную минерализацию. Из числа таких минералов наиболее широко проявлены опал, пирит, сидерит, гидроокислы железа, ярозит, гипс и др.

Что касается новообразованных минералов в неполных профилях кор выветривания, то они такие же, как и в нижних зонах полных разрезов. Многие разрезы сформировались в более позднее время, чем коры выветривания с полными профилями, а некоторые значительно подвержены изменению наложенными процессами, в том числе современного засоления и почвообразования.

Таким образом, вертикальное зональное распределение новообразованных минералов в идеализированном виде может быть представлено так: в низах остаточных кор выветривания среди гипергенных образований преобладают гидрослюда и гидрохлориты в ассоциации с каолинитом, галлуазитом, гетитом, монтмориллонитом и др.; вверх по разрезу повышается роль каолинита, завершается профиль каолинитом, нередко с примесью других глинистых минералов и гидроокислов железа.

#### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОЛОТА В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Выявить характер поведения элементов в процессе образования кор выветривания можно лишь на основе четкого представления о их распределении в исходных породах и по всему профилю выветривания пород. Поэтому в каждом разрезе мы опробовали на золото не только продукты выветривания, но и первичные породы, за счет которых они развиваются.

В первичных породах исследуемых профилей, по данным 173 анализов, распределение золота не противоречит нормальному закону. Его среднее содержание в магматических породах кислого состава варьирует в пределах 2,1—5,45 мг/т. Лишь в пегматитах о. Ольхона содержание золота равно 12 мг/т (см. табл. 4). В породах среднего и основного состава разброс средних содержаний золота несколько выше (0,51—5,09 мг/т, см. табл. 7). Еще выше он в метаморфических образованиях (0,64—9,13 мг/т, см. табл. 9). Среднее содержание золота в исследуемых породах оцени-



Средние содержания золота в минералах и фракциях первичных пород, мг/т

| Минерал                                                   | По нашим данным | По литературным данным |                           |                |                        |
|-----------------------------------------------------------|-----------------|------------------------|---------------------------|----------------|------------------------|
|                                                           |                 | Щербаков, 1974         | Щербаков, Переконин, 1964 | Давлетов, 1970 | Mantel, Brownlow, 1967 |
| Кварц . . . . .                                           | 2,2—6,71        |                        | 1,7                       | 1,7            | 65                     |
| Халцедон . . . . .                                        | 25              |                        |                           |                |                        |
| Полевой шпат . . . . .                                    | 3,1—7,82        | 0,2—19,4               | 3,0                       | 1,7            |                        |
| Микроклин . . . . .                                       |                 | 1,3—6,2                |                           |                |                        |
| Плагноклаз . . . . .                                      |                 | 1,8—6,3                |                           |                |                        |
| Оливин . . . . .                                          |                 |                        | 14,0                      |                |                        |
| Пироксен . . . . .                                        | 14              | 0,45—860               | 16,0                      |                |                        |
| Нефелин . . . . .                                         |                 |                        | 3,9                       |                |                        |
| Хлорит . . . . .                                          |                 | 2—412                  |                           |                |                        |
| Амфибол . . . . .                                         | 8,5—19,5        | 1,9—203                | 8,3                       | 0,4            | 100                    |
| Биотит . . . . .                                          | 3,00            | 1,7—207                | 4,0                       | 7,1            | 16                     |
| Кальцит . . . . .                                         | 3,00            |                        |                           |                |                        |
| Мусковит . . . . .                                        |                 | 1,4—204                | 3,8                       |                |                        |
| Магнетит . . . . .                                        | 27,5—891,9      | 5,3—8360               | 65                        | 3,3            | 37                     |
| Турмалин . . . . .                                        |                 |                        | 12,5                      |                |                        |
| Сфен . . . . .                                            |                 |                        | 3,9                       | 9,3            |                        |
| Гранат . . . . .                                          | 30,7            |                        |                           |                |                        |
| Серпидит . . . . .                                        | 1,63            |                        |                           |                |                        |
| Тальк . . . . .                                           | 1,22            |                        |                           |                |                        |
| Неэлектромагнитная фракция порфиритов . . . . .           | 11—167,0        |                        |                           |                |                        |
| Электромагнитная фракция порфиритов (0,065 мм) . . . . .  | 10,3—10,6       |                        |                           |                |                        |
| Электромагнитная фракция порфиров (0,25—0,5 мм) . . . . . | 4,67            |                        |                           |                |                        |

бается в 3,13 мг/т, при этом в магматических кислых разностях его 3,04 мг/т, в средних и основных — 3,08 и в метаморфических — 4,49 мг/т. Эти данные близки к приводимым Ю. Г. Щербаковым (1974), Н. В. Росляковой и др. (1975). Можно считать, что описываемые нами профили сформированы на породах с кларковыми содержаниями золота.

Золото обнаруживается практически во всех породообразующих минералах независимо от типа первичных пород. Обычными его концентраторами служат темноцветные минералы, мусковит, магнетит, сфен, а в терригенных и метаморфических породах, кроме того, сингенетические сульфиды и органический материал. В эффузивных образованиях содержание золота повышено также во фракции — 0,065 мм и в неэлектромагнитной составляющей (табл. 3). По данным Ю. Г. Щербакова (1974), золото в петрогенных и акцессорных минералах находится в виде изоморфной примеси, а в пределах золоторудных провинций — и в форме механических включений, достигающих в поперечнике нескольких микронов.

В корях выветривания распределение золота, как и в исходных породах, не противоречит нормальному закону и не коррелирует с рудными элементами. Дисперсия его содержания не превышает среднеарифметических значений. В целом по изученным корам выветривания коэффициент концентрации золота близок к единице ( $K_A = 1,12$  — отношение содержания Au (в мг/м<sup>3</sup>) в продуктах выветривания к его содержанию в исходной породе). Это позволяет считать, что в глобальном аспекте содержание золота в продуктах выветривания унаследовано от исходных пород и коры выветривания не могут рассматриваться как основной источник растворенного золота, поступающего в моря, океаны и хемогенные осадки. Однако это не означает, что в процессах корообразования золото было инертным. Оно перераспределялось в пределах профиля кор выветривания. Нами установлены специфические черты такого перераспределения, позволяющие понять механизм формирования и местоположение в разрезе коры выветривания так называемых «ложных» экзогенных аномалий, возникающих в безрудных участках и трудно диагностируемых в поисковой практике.

В корях выветривания с полным профилем, развитым на границах и гранодиоритах, разброс частного содержания золота колеблется в пределах 0,62—37,56 мг/т, тогда как в исходных породах он составляет 2,1—5,45 мг/т (по данным опробования 17 разрезов кор выветривания). По сравнению с материнскими породами в остаточных продуктах всех выделяемых нами зон полного профиля во многих случаях более высокое и среднее весовое содержание данного элемента (табл. 4). Но при пересчете весового содержания в объемное устанавливается, что в достоверно отличном количестве золото накапливается только в продуктах начальных и конечных стадий выветривания (зоны II и IV соответственно). Каменистый структурный элювий (зона III), наоборот, обеднен им. На рис. 1, а по оси ординат отложены коэффициенты концентрации золота ( $K_A$ ). Величина  $K_A$  позволяет сравнивать результаты независимо от содержания золота в исходных породах. Повышение концентраций золота в единице объема во II и IV зонах профиля связано с наличием здесь отдельных обогащенных горизонтов. Местоположение этих горизонтов совпадает с участками существенного изменения pH водной вытяжки, которые обычно тяготеют к переходным частям зон профиля (рис. 2). В целом по 17 разрезам среднее содержание золота в корях выветривания с полным профилем, развитым на гранитоидах, составляет 4,67 мг/т (9,12 мг/м<sup>3</sup>), а коэффициент концентрации — 1,35.

Приведенные данные показывают, что подвижность золота в различных зонах и их участках была неодинаковой. И в этом отношении интересно знать его положение в миграционном ряду, характеризующем не только профиль, но и отдельные зоны, особенно зону глинистого структурного элювия, представленную во всех случаях конечными продуктами выветривания близкого минерального состава. Расчет привноса — выноса ве-

щества, проведенный по общепринятой методике абсолютных масс (табл. 5; с целью сокращения этой и следующих подобных ей таблиц промежуточные данные по привносу — выносу элементов не приводятся), позволяет составить представление о миграционном ряде элементов в каждой зоне профиля. При формировании глинистого структурного элювия на гранитоидах золото было подвижнее бария, хрома, ванадия, кобальта, никеля, скандия и цинка, но инертнее титана, меди, молибдена, олова, марганца, свинца и других элементов. При формировании профиля выветривания в целом миграционный ряд элементов был несколько иной, где золото становится инертнее бария. В обоих случаях по миграционной способности золото попадает в группу элементов слабой миграции в окислительной обстановке (по классификации А. И. Перельмана, 1968).

Аналогичное распределение золота по зонам полного профиля установлено и в корях выветривания кислых эффузивов Казахстана (см. табл. 4; рис. 1, а, 5). Но здесь наблюдается некоторый вынос его, в силу чего коэффициент концентрации в целом по 3 профилям составляет 0,96 при среднем содержании 3,04 мг/т (6,14 мг/м<sup>3</sup>).

Еще больший вынос золота наблюдается из продуктов выветривания кварцевых порфиров Ангrena. Здесь его среднее весовое содержание относительно исходных пород ниже только в глинистом структурном элювии, однако содержание в единице объема закономерно уменьшается от нижних зон профиля к верхним (см. табл. 4, рис. 1, а, 6). В целом по коре выветривания кварцевых порфиров Ангrena коэффициент концентрации золота равен 0,75, а вынос его достигает 25%. Содержание золота снижается до 2,91 мг/т (5,80 мг/м<sup>3</sup>).

Несмотря на существенное различие в распределении золота по зонам полного профиля кор выветривания кислых пород Казахстана и Ангrena, поведение этого элемента по вертикали профиля в общем идентично.



Распределение золота в корях выветривания

| Тип профиля              | Исходная порода              | Район                                        | I                                                             |           |       | II   |           |       |                |      |
|--------------------------|------------------------------|----------------------------------------------|---------------------------------------------------------------|-----------|-------|------|-----------|-------|----------------|------|
|                          |                              |                                              | n                                                             | $\bar{X}$ | A     | n    | $\bar{X}$ | A     | K <sub>A</sub> |      |
| Полный                   | Граниты                      | Северный Казахстан<br>Западный Алтай         | 13                                                            | 2,48      | 6,25  | 13   | 3,56      | 8,25  | 1,32           |      |
|                          |                              |                                              | 1                                                             | 2,66      | 6,78  | 1    | 4,20      | 10,80 | 1,60           |      |
|                          | Гранодиориты                 | Северный Казахстан<br>Восточный Казахстан    | 1                                                             | 5,45      | 13,24 | 4    | 17,91     | 39,14 | 2,96           |      |
|                          |                              |                                              | 2                                                             | 2,80      | 7,30  | 2    | 2,80      | 6,72  | 0,90           |      |
|                          | Кварцевые породы             | Северный Казахстан<br>Средняя Азия           | 3                                                             | 2,52      | 6,42  | 3    | 2,83      | 6,79  | 1,06           |      |
|                          |                              |                                              | 4                                                             | 3,03      | 7,76  | 5    | 3,13      | 7,29  | 0,94           |      |
|                          | Пегматиты                    | Прибайкалье                                  | 1                                                             | 12,00     | 30,0  | 1    | 3,60      | 8,56  | 0,29           |      |
|                          |                              |                                              |                                                               |           |       |      |           |       |                |      |
|                          | Среднее (без пегматитов) . . |                                              |                                                               | 24        | 2,74  | 6,93 | 28        | 5,43  | 12,31          | 1,81 |
|                          | Сокращенный                  | Палеозойские граниты                         | Восточное Забайкалье<br>Восточный Казахстан<br>Западный Алтай | 12        | 4,00  | 9,84 | 12        | 2,20  | 5,06           | 0,51 |
| 31                       |                              |                                              |                                                               | 3,30      | 8,42  | 21   | 3,35      | 8,14  | 0,99           |      |
| 3                        |                              |                                              |                                                               | 3,80      | 9,77  | 3    | 3,70      | 8,99  | 0,92           |      |
| 2                        |                              |                                              |                                                               | 2,80      | 7,14  | 2    | 1,43      | 3,48  | 0,49           |      |
| Мезозойские граниты      |                              | Восточное Забайкалье<br>Центральная Камчатка | 18                                                            | 2,10      | 5,68  | 16   | 3,70      | 7,77  | 1,37           |      |
|                          |                              |                                              | 3                                                             | 3,90      | 9,59  | 5    | 4,68      | 10,30 | 1,08           |      |
|                          |                              |                                              | 4                                                             | 4,40      | 11,40 | 4    | 4,34      | 10,50 | 0,92           |      |
| Гранодиориты             |                              | Восточное Забайкалье                         | 22                                                            | 3,70      | 9,55  | 22   | 3,45      | 6,97  | 0,73           |      |
| Граносиениты             |                              | »                                            | 16                                                            | 3,40      | 8,67  | 16   | 3,17      | 7,54  | 0,87           |      |
| Гранит-порфиры           |                              | »                                            | 5                                                             | 2,50      | 6,40  | 5    | 2,30      | 5,57  | 0,87           |      |
| Среднее                  |                              | 106                                          | 3,16                                                          | 8,53      | 106   | 3,29 | 6,66      | 0,79  |                |      |
| Общее по всем профилям . |                              |                                              | 131                                                           | 3,04      | 8,41  | 135  | 3,63      | 7,85  | 0,94           |      |

Примечание. Здесь и далее в подобных таблицах n — количество анализов;  $\bar{X}$  — сред-

На Ангрене, как и в Казахстане, золото образует обогащенные горизонты, пространственно совмещающиеся с участками изменения величины pH водной вытяжки выветрелых пород (рис. 3). Горизонтам, обогащенным золотом, предшествует понижение щелочности водной вытяжки. При этом максимумы pH и содержания золота не совпадают. Создается впечатление, что золото чутько реагирует на изменение щелочности среды и «выпадает в осадок» несколько раньше, чем она начнет понижаться. Горизонты вторичного золотого обогащения и участки изменения pH водной вытяжки тяготеют к границам зон профиля (см. рис. 2).

В коре выветривания кварцевых порфиров Ангрена широко проявлены наложенные процессы, выразившиеся в развитии пирита, сидерита, гипса и других минералов (Петров, Рубанов, 1960). Это, естественно, не могло не изменить первоначальное, генетически связанное с процессом об-

магматических пород кислого состава

| III |           |       |       | IV |           |      |       | В целом по профилю коры выветривания |           |       |       |
|-----|-----------|-------|-------|----|-----------|------|-------|--------------------------------------|-----------|-------|-------|
| n   | $\bar{X}$ | A     | $K_A$ | n  | $\bar{X}$ | A    | $K_A$ | n                                    | $\bar{X}$ | A     | $K_A$ |
| 13  | 2,49      | 5,20  | 0,83  | 13 | 5,25      | 9,48 | 1,38  | 39                                   | 3,77      | 7,64  | 1,18  |
| 1   | 0,62      | 1,24  | 0,20  | 3  | 2,63      | 4,73 | 0,70  | 5                                    | 2,54      | 5,25  | 0,77  |
| 1   | 1,25      | 2,35  | 0,18  | 7  | 5,37      | 9,44 | 0,71  | 12                                   | 9,18      | 18,75 | 1,42  |
| 4   | 2,20      | 4,84  | 0,66  | 3  | 2,97      | 5,55 | 0,75  | 9                                    | 2,59      | 5,50  | 0,75  |
| 3   | 2,30      | 4,83  | 0,75  | 3  | 4,00      | 6,80 | 1,05  | 9                                    | 3,04      | 6,14  | 0,95  |
| 2   | 3,72      | 7,24  | 0,93  | 16 | 2,74      | 5,15 | 0,66  | 23                                   | 2,91      | 5,80  | 0,74  |
| 2   | 7,45      | 16,44 | 0,55  | 1  | 3,40      | 7,02 | 0,23  | 4                                    | 5,48      | 12,18 | 0,40  |
| 24  | 2,38      | 4,98  | 0,72  | 45 | 4,19      | 7,72 | 1,11  | 97                                   | 4,10      | 8,13  | 1,17  |
| 12  | 4,80      | 10,18 | 1,03  |    |           |      |       | 24                                   | 3,50      | 7,62  | 0,77  |
| 21  | 7,50      | 15,75 | 1,87  |    |           |      |       | 42                                   | 5,42      | 11,94 | 1,42  |
| 4   | 13,70     | 28,77 | 2,85  |    |           |      |       | 7                                    | 8,56      | 20,3  | 2,08  |
| 2   | 3,05      | 6,41  | 0,90  |    |           |      |       | 4                                    | 2,24      | 4,94  | 0,69  |
| 13  | 13,30     | 26,60 | 4,68  |    |           |      |       | 29                                   | 8,00      | 15,95 | 2,85  |
| 5   | 7,20      | 14,40 | 1,50  |    |           |      |       | 10                                   | 5,94      | 12,35 | 1,29  |
| 22  | 5,90      | 12,39 | 1,30  |    |           |      |       | 4                                    | 4,34      | 10,50 | 0,92  |
| 16  | 5,20      | 11,44 | 1,32  |    |           |      |       | 44                                   | 4,68      | 9,68  | 1,01  |
| 5   | 6,30      | 14,11 | 2,20  |    |           |      |       | 32                                   | 4,19      | 9,49  | 1,10  |
| 100 | 7,30      | 15,35 | 1,79  |    |           |      |       | 10                                   | 4,30      | 9,84  | 1,54  |
| 126 | 6,28      | 13,36 | 1,58  | 46 | 4,17      | 7,70 | 1,10  | 206                                  | 5,19      | 10,71 | 1,25  |
|     |           |       |       |    |           |      |       | 307                                  | 4,81      | 9,86  | 1,19  |

нее арифметическое содержание золота, мг/т; A — то же, мг/м<sup>2</sup>;  $K_A$  — коэффициент концентрации.

разования собственно каолинового профиля распределение не только золота, но и макроэлементов (табл. 6, см. рис. 3). Типичные в окислительной обстановке мигранты (магний, кальций, отчасти марганец) в коре выветривания Ангрена накапливаются, тогда как более инертные элементы вынесены в значительном количестве. Тенденция выноса золота из зон профиля такая же, как у Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O (рис. 4), но золото инертнее этих компонентов.

В полных профилях выветривания, развитых на пегматитах, характеризующихся более высоким содержанием золота, оно тоже вверх по разрезу выщелочено в больших масштабах (см. табл. 4, рис. 1а, 7). Его вынос из профиля составляет около 50% (коэффициент концентрации 0,46, среднее содержание 5,48 мг/т, или 12,23 мг/м<sup>2</sup>). Для этого профиля, как и для Ангрена, характерна среда, близкая к нейтральной, в отличие от щелочных сред рассмотренных профилей Казахстана. Однако и здесь с по-



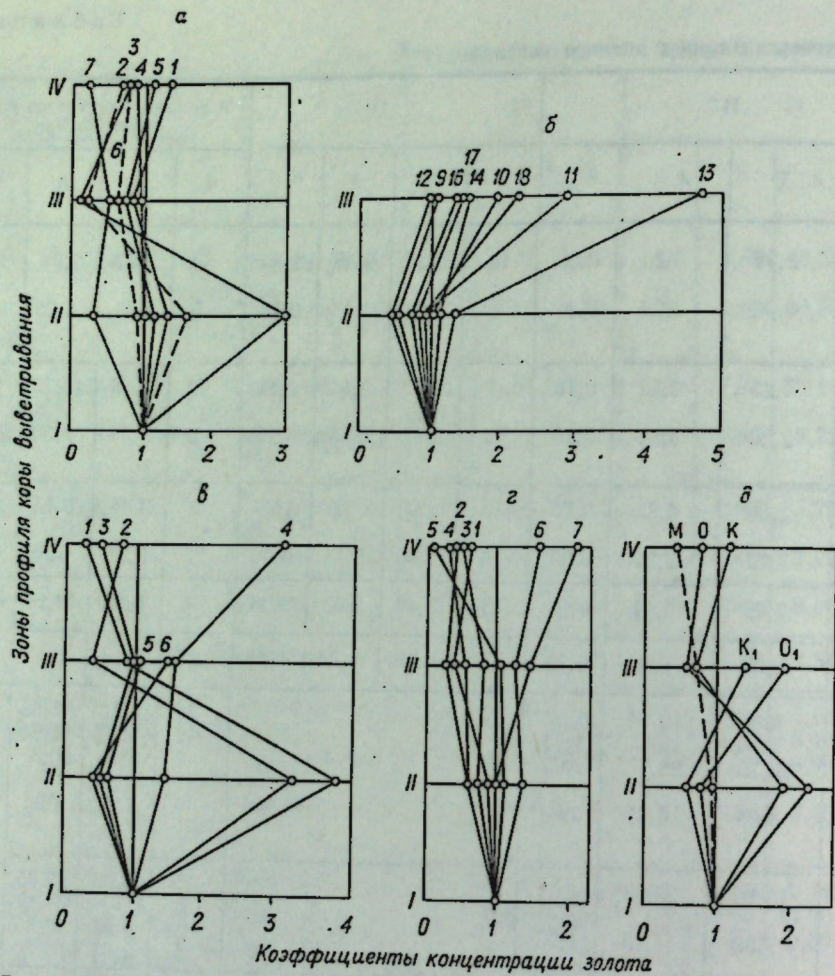


Рис. 1. Значения коэффициентов концентрации золота в различных зонах профилей коры выветривания.

Зоны: I — исходных пород; II — начальных стадий выветривания; III — каменного структурного элювия; IV — глинистого структурного элювия. Профили коры выветривания магматических пород кислого состава: а — полные, б — сокращенные, в — профили коры выветривания пород среднего и основного состава; г — профили коры выветривания метаморфических пород; д — средние значения коэффициентов концентрации золота в продуктах полных профилей выветривания метаморфических (М), основных (О) и кислых (К) пород и неполных профилей на кислых  $K_1$  и основных  $O_1$  породах соответственно.

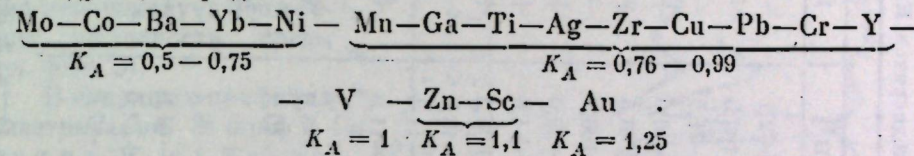
вышением щелочности вниз по разрезу содержание золота возрастает; последующее понижение сопровождается уменьшением его содержания.

Таким образом, в изученных полных профилях выветривания изверженных пород кислого состава золото накапливается в одних зонах за счет выноса из других. Его коэффициент концентрации по отдельным профилям 0,18—2,96 при среднем 1,35, свидетельствующем, что в древних корах выветривания гранитоидов золото склонно к накоплению. При выветривании кислых эффузивов и пегматитовых тел коэффициент концентрации золота варьирует от 0,29 до 1,06 при среднем 0,82, указывающем на незначительный вынос его.

В неполных профилях кор выветривания гранитоидов наиболее существенные особенности распределения золота — пониженное его содержание в продуктах начальных стадий гипергенного преобразования (зона II) и заметное увеличение концентрации в каменном структурном элювии (см. рис. 1, б). Распределение золота зон III и II сокращенных профилей на гранитоидах как бы параллелизуется с распределением в зонах IV и III полных профилей. В профилях обоих типов содержание элемента выше в верхней зоне и ниже — в подстилающей.

Поскольку неполные профили обычно маломощны, строгой закономерности в образовании отдельных, обогащенных золотом горизонтов не установлено. С достоверностью можно лишь считать, что в зоне каменного структурного элювия несколько больше золота содержится в низах зоны.

Коэффициент концентрации золота в неполных профилях выветривания гранитоидов 0,51—4,68 при среднем 1,25. Средние коэффициенты концентрации в полных и неполных профилях практически одинаковы (см. табл. 12; составлена по данным табл. 4, 7, 9), хотя распределение золота по профилю существенно различно. Отличие наблюдается и в положении золота в миграционном ряду элементов. Если в полных профилях оно было подвижнее хрома, ванадия, никеля и других элементов-примесей гранитоидов (см. табл. 5), то в неполных профилях инертнее их, что видно из следующего ряда:



Этот ряд, построенный также с учетом изменения объемного веса пород при выветривании, показывает необычное для кислого класса выветривания расположение элементов. Типичные мигранты, такие как медь, свинец и другие, из коры выветривания почти не вынесены, а цинка здесь стало даже больше. Это позволяет думать, что золото и цветные металлы в рассматриваемых профилях частично наложены. Их источником, по-видимому, были породы, залегающие выше, ныне смытые эрозией. На возможность поступления золота в каменный структурный элювий из верхних эродированных зон профиля косвенно указывает его поведение в полных профилях, где за счет перераспределения возникают вторичные горизонты золотого обогащения.

Между содержанием золота и pH (в интервале 7,92—6,05) водных вытяжек пород неполных профилей наблюдается обратная корреляционная зависимость с низкой степенью достоверности ( $r = -0,34$  по данным 25 анализов коры выветри-

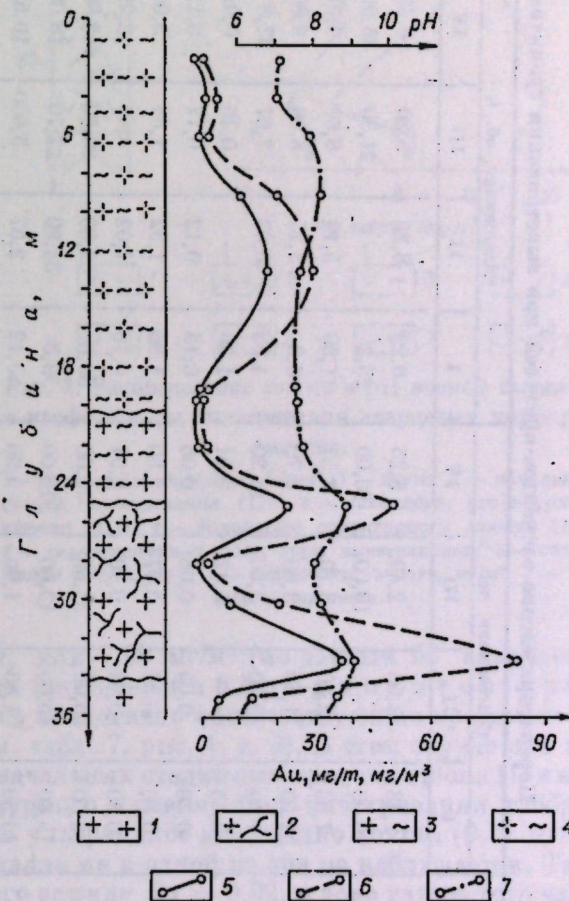


Рис. 2. Распределение золота и pH водной вытяжки в профиле выветривания гранодиоритов Кокчетавской глыбы.

1 — гранодиориты; зоны: 2 — начальных стадий выветривания, 3 — каменного структурного элювия, 4 — глинистого структурного элювия; 5 — содержание золота, мг/т; 6 — содержание золота в пересчете на единицу объема, мг/м³; 7 — pH водной вытяжки.



Перераспределение элементов-примесей при выветривании гранитов и гранодиоритов Казахстана

| Элемент                         | Содержание, вес. % |        |        |        | Содержание, об. % |        |        |        | Привнос-вынос, % |        |        |               |
|---------------------------------|--------------------|--------|--------|--------|-------------------|--------|--------|--------|------------------|--------|--------|---------------|
|                                 | I                  | II     | III    | IV     | I                 | II     | III    | IV     | II               | III    | IV     | По КВ в целом |
| Au                              | 2,48               | 3,56   | 2,49   | 5,25   | 6,25              | 8,25   | 5,20   | 9,45   | +32,1            | -16,8  | +51,2  | +22,2         |
| Ag                              | 10,00              | —      | 10,00  | 20,00  | 25,2              | —      | 21,30  | 36,00  | -100,0           | -15,5  | +18,6  | -33,3         |
| Pb                              | 7,03               | 2,20   | 3,40   | 3,37   | 17,80             | 5,10   | 6,60   | 6,07   | -71,4            | -63,0  | -65,7  | -66,7         |
| Cu                              | 2,50               | 1,40   | 3,80   | 2,70   | 6,3               | 3,25   | 8,09   | 4,86   | -48,0            | +27,5  | -22,8  | -14,4         |
| Zn                              | 1,60               | 2,60   | 3,60   | 18,20  | 4,03              | 6,03   | 7,67   | 32,8   | +46,5            | +90,3  | +712,9 | +283,2        |
| Bi                              | 0,63               | —      | 0,17   | 0,01   | 1,33              | —      | 0,36   | 0,01   | -100,0           | -73,9  | -99,3  | -91,1         |
| Mo                              | 0,06               | 0,05   | 0,08   | 0,06   | 0,15              | 0,12   | 0,17   | 0,11   | -20,0            | +13,3  | -26,7  | -11,1         |
| Ni                              | 0,50               | 0,57   | 0,77   | 2,80   | 1,26              | 1,32   | 1,64   | 5,04   | +4,8             | +30,2  | +300,0 | +111,7        |
| Co                              | 0,30               | 0,44   | 0,70   | 0,91   | 0,76              | 1,02   | 1,49   | 2,38   | +34,2            | +96,1  | +213,2 | +114,4        |
| Ba                              | 32,00              | 30,00  | 32,50  | 71,00  | 80,6              | 69,60  | 69,20  | 145,80 | -13,6            | -14,4  | +80,9  | +17,6         |
| Sr                              | 15,60              | 15,00  | 13,00  | 10,00  | 39,3              | 34,80  | 27,70  | 18,00  | -11,4            | -29,3  | -54,2  | -31,6         |
| Cr                              | 19,50              | 1,15   | 1,90   | 5,90   | 3,12              | 2,67   | 3,950  | 10,62  | -11,6            | +30,8  | +90,4  | +36,5         |
| Zr                              | 13,00              | 9,40   | 8,80   | 13,20  | 32,8              | 21,80  | 48,70  | 23,70  | -33,4            | -42,9  | -27,4  | -34,6         |
| Mn                              | 35,80              | 35,00  | 60,80  | 28,60  | 96,2              | 81,20  | 129,50 | 51,50  | -15,6            | +34,6  | -45,4  | -8,8          |
| Ti                              | 231,0              | 205,00 | 254,00 | 345,00 | 582,00            | 348,00 | 541,00 | 623,00 | -40,2            | -6,9   | +7,0   | -13,4         |
| V                               | 2,70               | 3,80   | 6,10   | 9,1    | 6,80              | 8,82   | 12,99  | 16,38  | +29,7            | +91,0  | +140,7 | +87,1         |
| Ca                              | 2,53               | 1,70   | 2,80   | 2,9    | 6,38              | 3,94   | 5,960  | 5,22   | -38,4            | -6,6   | -18,2  | -21,1         |
| Y                               | 1,30               | 0,55   | 0,99   | 1,26   | 3,28              | 1,28   | 2,08   | 2,27   | -61,0            | -39,0  | -30,8  | -43,6         |
| Sc                              | 0,20               | 0,35   | 0,60   | 1,3    | 0,50              | 0,81   | 1,28   | 2,34   | +62,0            | +156,0 | +368,0 | +196,0        |
| РН                              | 9,60               | 8,90   | 9,15   | 8,88   | —                 | —      | —      | —      | -7,6             | -4,7   | -7,5   | -6,6          |
| Объемный вес, г/см <sup>3</sup> | 2,52               | 2,32   | 2,13   | 1,80   | —                 | —      | —      | —      | —                | —      | —      | —             |

Примечания: 1. Здесь и далее в подобных таблицах содержание Au и Ag в мг/т; остальных элементов — в 10<sup>-4</sup>%; 2. В каждой зоне по 13 анализов. 3. Убыток рН подлинности элементов: Bi—Sn—Pb—Y—Zr—Ag—Sr—Ga—Cu—Ti—Mo—Mn—Pb—Ba—Au—Cr—V—Ni—Co—Sc—Zn.

вания гранитоидов Дарасунского района). По-видимому, накоплению наложенного золота в каменном структурном элювии в некоторой мере способствовало понижение щелочности среды в рамках наблюдаемого интервала. Это согласуется и с поведением золота в полном профиле, где горизонту золотого обогащения предшествует понижение щелочности среды (см. рис. 3).

В неполных профилях выветривания порфиров и их туфов, как и в профилях соответствующих типов на кислых породах по сравнению с исходными породами более высокое содержание золота свойственно каменному структурному элювию (зона III) и пониженное — продуктам начальных стадий выветривания (зона II) (табл. 7, см. рис. 1, б, породы 5 и 6). По данным 28 разрезов в Центральной Камчатке и Кузнецком Алатау следует, что при выветривании порфиров около 10% золота вынесено, причем в условиях Кузнецкого Алатау оно мигрировало лучше ( $K_A = 0,77$ ). Среднее содержание золота в продуктах выветривания порфиров и их туфах составляло 3,56 мг/т, или 7,69 мг/м<sup>3</sup> (по данным 56 анализов).

Золото в разрезе полных профилей габброидов и габбро распределяется в общем аналогично соответствующим профилям на породах кислого состава (см. табл. 7, рис. 1, а, б). В этом случае оно тоже накапливается в породах начальных стадий выветривания (зона II) и вынесено из каменного структурного элювия. При выветривании габбро, имеющего в исходном составе ультрамалое количество золота (0,51 мг/т), накопления благородного металла ни в одной из зон не наблюдается. Так, в зоне каменного структурного элювия  $K_A = 0,92$ , в зоне глинистого элювия  $K_A = 0,67$ .

На габброидах, характеризующихся обычным содержанием золота (1—5 мг/т), остаточные продукты, наоборот, обогащены им ( $K_A = 1,67—1,89$ ). В общем балансе кор выветривания габброидов коэффициент концентрации золота составляет 1,37, а среднее содержание 6,19 мг/т (12,01 мг/м<sup>3</sup>, по данным 34 анализов).

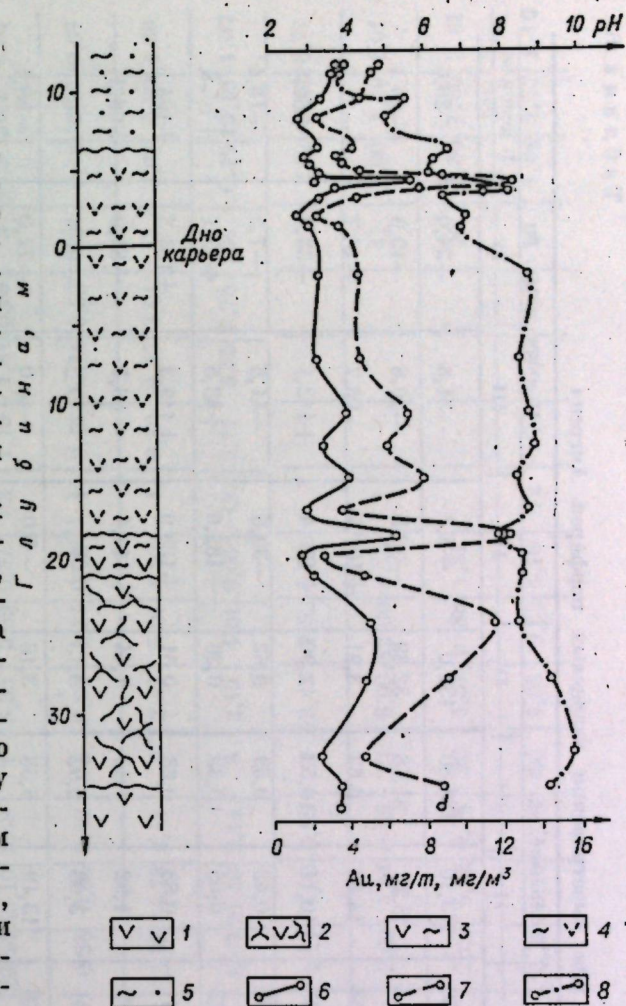


Рис. 3. Распределение золота и рН водной вытяжки в профиле коры выветривания кварцевых порфиров Ангрена.

1 — кварцевые порфиры; (зона I) — зоны: 2 — начальных стадий выветривания (II). 3 — каменного структурного элювия (III), 4 — глинистого структурного элювия (IV), 5 — переконцентрированных глин коры выветривания; 6 — содержание золота, мг/т; 7 — содержание золота, мг/м<sup>3</sup>; 8 — рН водной вытяжки.



Таблица 6

## Перераспределение элементов при выветривании кварцевых порфиров Ангрен

| Элемент                         | Содержание, вес. % |       |       |       | Содержание, об. % |        |        |       | Привнес-вынос, % |        |        |               |
|---------------------------------|--------------------|-------|-------|-------|-------------------|--------|--------|-------|------------------|--------|--------|---------------|
|                                 | I                  | II    | III   | IV    | I                 | II     | III    | IV    | II               | III    | IV     | В целом по кв |
| SiO <sub>2</sub>                | 70,90              | 70,00 | 63,50 | 68,10 | 181,50            | 173,10 | 123,80 | 138,0 | -4,7             | -31,8  | -24,0  | -20,6         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 15,67              | 12,13 | 16,30 | 17,23 | 40,12             | 28,26  | 31,78  | 32,39 | -29,5            | -20,8  | -19,9  | -20,4         |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 2,63               | 5,95  | 3,45  | 2,08  | 7,34              | 14,86  | 6,63   | 3,91  | +102,4           | -96,7  | -46,7  | -11,5         |
| FeO                             | 1,70               | 4,34  | 5,40  | 1,54  | 4,35              | 10,11  | 10,53  | 2,90  | +130,4           | +142,1 | -33,3  | +80,5         |
| TiO <sub>2</sub>                | 0,26               | 0,18  | 0,25  | 0,33  | 0,67              | 0,42   | 0,39   | 0,62  | -30,6            | -41,8  | -7,2   | -16,4         |
| MnO                             | 0,09               | 0,28  | 0,17  | 0,14  | 0,23              | 0,65   | 0,33   | 0,26  | +182,6           | +43,5  | +13,1  | +78,3         |
| MgO                             | 0,12               | 0,38  | 0,35  | 0,43  | 0,31              | 0,88   | 0,68   | 0,81  | +183,9           | +119,3 | +164,5 | +164,5        |
| CaO                             | 0,31               | 0,78  | 0,75  | 0,77  | 0,79              | 1,92   | 1,46   | 1,44  | +144,4           | +83,5  | +81,0  | +96,2         |
| Na <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 1,41               | 1,32  | 0,15  | 0,07  | 3,61              | 3,08   | 2,92   | 0,13  | -14,7            | -19,2  | -96,4  | -62,6         |
| K <sub>2</sub> O                | 5,42               | 5,66  | 4,30  | 1,69  | 13,88             | 13,19  | 8,38   | 3,16  | -5,0             | -40,0  | -77,0  | -58,1         |
| П. п. п.                        | 1,66               | 3,75  | 6,20  | 7,37  | 4,24              | 7,94   | 11,99  | 13,86 | +87,3            | +182,8 | +226,9 | +192,7        |
| Ач, мг/г                        | 3,03               | 3,13  | 3,72  | 2,74  | 7,76              | 7,29   | 7,24   | 5,15  | -5,7             | -6,7   | -34,1  | -25,2         |
| РН порцой вытяж-<br>ки          | 9,11               | 8,87  | 8,45  | 7,46  |                   |        |        |       | -2,2             | -9,9   | -18,1  | -14,3         |
| Объемный вес, г/см <sup>3</sup> | 2,56               | 2,33  | 1,95  | 1,88  |                   |        |        |       |                  |        |        |               |
| Количество анали-<br>зов        | 4                  | 5     | 2     | 16    |                   |        |        |       |                  |        |        |               |

Примечание. Убывающий ряд подвижности элементов: Na<sub>2</sub>O—K<sub>2</sub>O—Li—SiO<sub>2</sub>—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—H—TiO<sub>2</sub>—Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—FeO—MnO—CaO—MgO.

Таблица 7

## Распределение золота в коре выветривания магматических пород среднего и основного состава

| Тип про-<br>физы       | Исходная по-<br>рода          | Район                     | I  |           |       | II |           |       | III            |    |           | IV    |                |    | В целом по профилю<br>кор выветривания |       |                |    |      |       |      |
|------------------------|-------------------------------|---------------------------|----|-----------|-------|----|-----------|-------|----------------|----|-----------|-------|----------------|----|----------------------------------------|-------|----------------|----|------|-------|------|
|                        |                               |                           | n  | $\bar{X}$ | A     | n  | $\bar{X}$ | A     | K <sub>A</sub> | n  | $\bar{X}$ | A     | K <sub>A</sub> | n  | $\bar{X}$                              | A     | K <sub>A</sub> |    |      |       |      |
| Полиий                 | Габбро-<br>диориты            | Северный<br>Казахстан     | 1  | 4,63      | 12,69 | 4  | 21,01     | 48,64 | 3,80           | 1  | 6,55      | 11,33 | 0,90           | 5  | 4,47                                   | 6,93  | 0,55           | 10 | 11,3 | 24,05 | 1,88 |
|                        |                               | То же                     | 1  | 5,09      | 14,40 | 2  | 26,44     | 49,10 | 3,48           | 1  | 3,35      | 5,39  | 0,37           | 2  | 7,19                                   | 1,54  | 0,78           | 5  | 14,2 | 26,2  | 1,89 |
|                        | Габбро                        | Украина                   | 1  | 0,51      | 1,44  | 4  | 0,38      | 0,86  | 0,59           | 4  | 0,60      | 1,34  | 0,92           | 4  | 0,46                                   | 0,71  | 0,50           | 12 | 0,46 | 0,97  | 0,67 |
|                        |                               | »                         | 1  | 1,20      | 3,38  | 4  | 2,38      | 4,78  | 1,41           | 2  | 2,45      | 5,01  | 1,50           | 1  | 6,70                                   | 10,17 | 3,01           | 7  | 3,01 | 5,60  | 1,66 |
| Среднее                |                               |                           | 4  | 2,86      | 7,98  | 14 | 6,07      | 21,40 | 2,14           | 8  | 2,15      | 4,01  | 0,66           | 12 | 3,77                                   | 5,85  | 0,78           | 34 | 6,19 | 12,01 | 1,37 |
| Непол-<br>ный          | Порфири-<br>ты и их ту-<br>фы | Кузнецкий<br>Алатау       | 7  | 3,00      | 7,92  | 7  | 2,17      | 4,73  | 0,58           | 7  | 3,47      | 7,52  | 0,95           |    |                                        |       |                | 14 | 2,82 | 6,12  | 0,77 |
|                        |                               | Централь-<br>ная Камчатка | 21 | 3,00      | 8,10  | 21 | 2,00      | 4,44  | 0,55           | 21 | 6,00      | 12,00 | 1,48           |    |                                        |       |                | 42 | 4,00 | 8,20  | 1,01 |
| Среднее                |                               |                           | 28 | 3,00      | 8,05  | 28 | 2,04      | 4,52  | 0,56           | 28 | 5,37      | 10,88 | 1,31           |    |                                        |       |                | 56 | 3,56 | 7,69  | 0,91 |
| Общее по всем профилям |                               |                           | 32 | 3,08      | 8,02  | 42 | 3,38      | 10,16 | 1,26           | 36 | 4,65      | 9,35  | 1,16           | 12 | 3,77                                   | 5,85  | 0,78           | 90 | 4,64 | 9,32  | 1,16 |



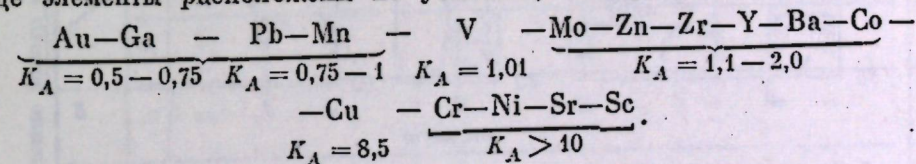
Перераспределение золота при выветривании габбро

| Элемент                         | Содержание, вес. % |       | Привнос-вынос          |       | Минеральный состав                                        |
|---------------------------------|--------------------|-------|------------------------|-------|-----------------------------------------------------------|
|                                 | I                  | IV    | г/см <sup>3</sup> , IV | %, IV |                                                           |
| SiO <sub>2</sub>                | 47,77              | 34,57 | -67,79                 | -54   | Исходные породы: широксены, илагиноклаз.                  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 17,02              | 22,0  | -7,92                  | -18   |                                                           |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 1,58               | 20,24 | +29,96                 | +900  |                                                           |
| FeO                             | 8,48               | 0,25  | -22,88                 | -98   | Глинистый структурный элювий: каолинит, гетит, вермикулит |
| TiO <sub>2</sub>                | 1,07               | 4,23  | +4,23                  | +250  |                                                           |
| MgO                             | 8,31               | 0,28  | -21,19                 | -97   |                                                           |
| CaO                             | 10,48              | 0,48  | -38,12                 | -98   |                                                           |
| Na <sub>2</sub> O               | 2,27               | 0,14  | -5,74                  | -96   |                                                           |
| K <sub>2</sub> O                | 0,22               | 0,26  | -5,36                  | -93   |                                                           |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>   | 0,19               | 0,37  | +0,12                  | +124  |                                                           |
| S <sub>общ</sub>                | 0,20               | 0,09  | -0,38                  | -70   |                                                           |
| Au                              | 0,72               | 1,71  | +1,81                  | +112  |                                                           |
| pH                              | 8,3                | 6,6   | -1,70                  | -21   |                                                           |
| Объемный вес, г/см <sup>3</sup> | 2,63               | 1,67  |                        |       |                                                           |
| Число анализов . . .            | 3                  | 5     |                        |       |                                                           |

Примечание. Убывающий ряд подвижности элементов: FeO—CaO—MgO—Na<sub>2</sub>O—K<sub>2</sub>O—S<sub>общ</sub>—SiO<sub>2</sub>—H—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—Au—P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—TiO<sub>2</sub>—Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

нимает положение, приближающееся к его положению в ряду подвижности элементов при выветривании магматических пород (см. табл. 6, 8, 11).

Коре выветривания углистых сланцев тоже свойственно более низкое содержание золота во всех зонах профиля. По интенсивности его выноса остаточные продукты этих пород занимают промежуточное положение между биотитовыми гнейсами и сланцами ( $K_A = 0,57$ ). Однако в ряду подвижности золота занимает самое активное место среди элементов-примесей углистых сланцев. Вместе с золотом выносятся свинец, галлий, меньшие титан и марганец. Остальные элементы накапливаются в остаточных продуктах выветривания углистых сланцев, что видно из следующего ряда, где элементы расположены по убывающей миграционной способности:



Можно думать о благоприятных условиях миграции золота при участии в выветривании органических соединений, высвобождающихся в процессе гипергенного преобразования пород, содержащих органику.

Из остаточных продуктов выветривания серицитовых сланцев золотом обеднен только глинистый структурный элювий, где самый высокий процент выноса рассматриваемого элемента ( $K_A = 0,12$ ). В зонах каменного структурного элювия и начальных стадий выветривания сланцев содержание золота такое же, как и в исходных породах ( $K_A = 1,01$  и  $1,05$  соответственно.)

Еще отчетливее накопление золота установлено в корах выветривания кремнистых сланцев. Коэффициент концентрации во всех зонах более 1 и возрастает от нижних зон к верхним, колеблясь в пределах  $1,01 - 2,15$  (см. рис. 1, г, табл. 9). Вместе с золотом накапливаются свинец, медь, галлий, титан, никель, марганец, барий, ванадий, цинк, кобальт, скандий, итрий и иттербий, тогда как висмут, серебро и лантан выносятся.

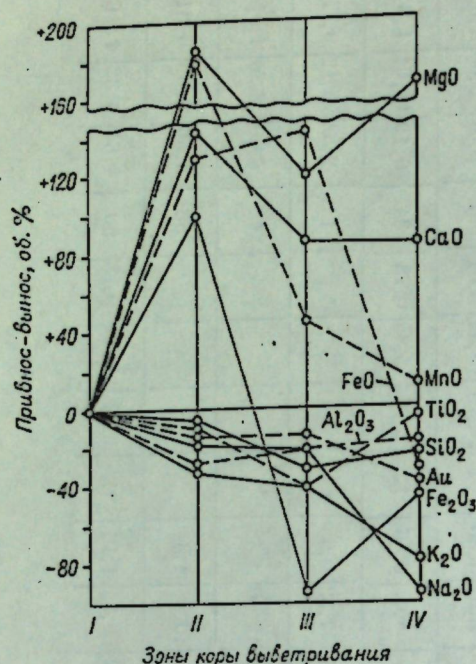


Рис. 4. Привнос-вынос элементов при выветривании кварцевых порфиров Ангрен. Зоны: I — исходных пород; II — начальных стадий выветривания; III — каменного структурного элювия; IV — глинистого структурного элювия.

золото тоже образует горизонты вторичного обогащения, пространственно совпадающие с участками изменения pH водной вытяжки и приуроченные к пограничным интервалам зон профиля (рис. 5). Максимальная концентрация золота в обогащенном горизонте достигает  $47,89 \text{ мг/т}$  ( $108,19 \text{ мг/м}^3$ ) при коэффициенте концентрации 8,5.

Рентгеноструктурный анализ глинистой фракции выветрелых габбро-диоритов Кокчетавской глыбы показывает, что горизонты гипергенного золотого обогащения контролируются не только макроскопически выделенными зонами и pH среды, но и зональностью гипергенных минеральных ассоциаций. Нижнему горизонту гипергенного обогащения, характеризующегося обычно максимальным содержанием золота в полном профиле выветривания пород любого состава, соответствует появление в выветрелых породах, наряду с реликтовыми минералами (см. рис. 5, а), гидрослюда, монтмориллонита и каолинита. Верхний горизонт приурочен к низам зоны, представленной преимущественно монтмориллонит-гидрослюдисто-каолининовой ассоциацией, почти нацело замещающей первичные минералы исходных пород.

В корах выветривания метаморфических образований золота в одних случаях больше, чем в исходных породах, в других — меньше (см. рис. 1, г). Наиболее бедны золотом продукты выветривания биотит-содержащих пород (гнейсы, сланцы) и углистых сланцев (табл. 9). В них наблюдается заметное уменьшение содержания золота от нижних зон профиля к верхним (см. рис. 1, г, 1—4). При этом установлено, что чем богаче биотитом исходная порода, тем беднее золотом продукты выветривания. Так, при выветривании сланцев, состоящих на  $44 - 47\%$  из биотита, золота вынесено  $54\%$  ( $K_A = 0,46$ ). Гипергенное преобразование гнейсов, содержащих  $15 - 30\%$  биотита, сопровождается выносом только  $32\%$  золота ( $K_A = 0,68$ ). В первом случае золото подвижнее щелочных металлов (табл. 10), во втором — инертнее их и в ряду подвижности элементов за-



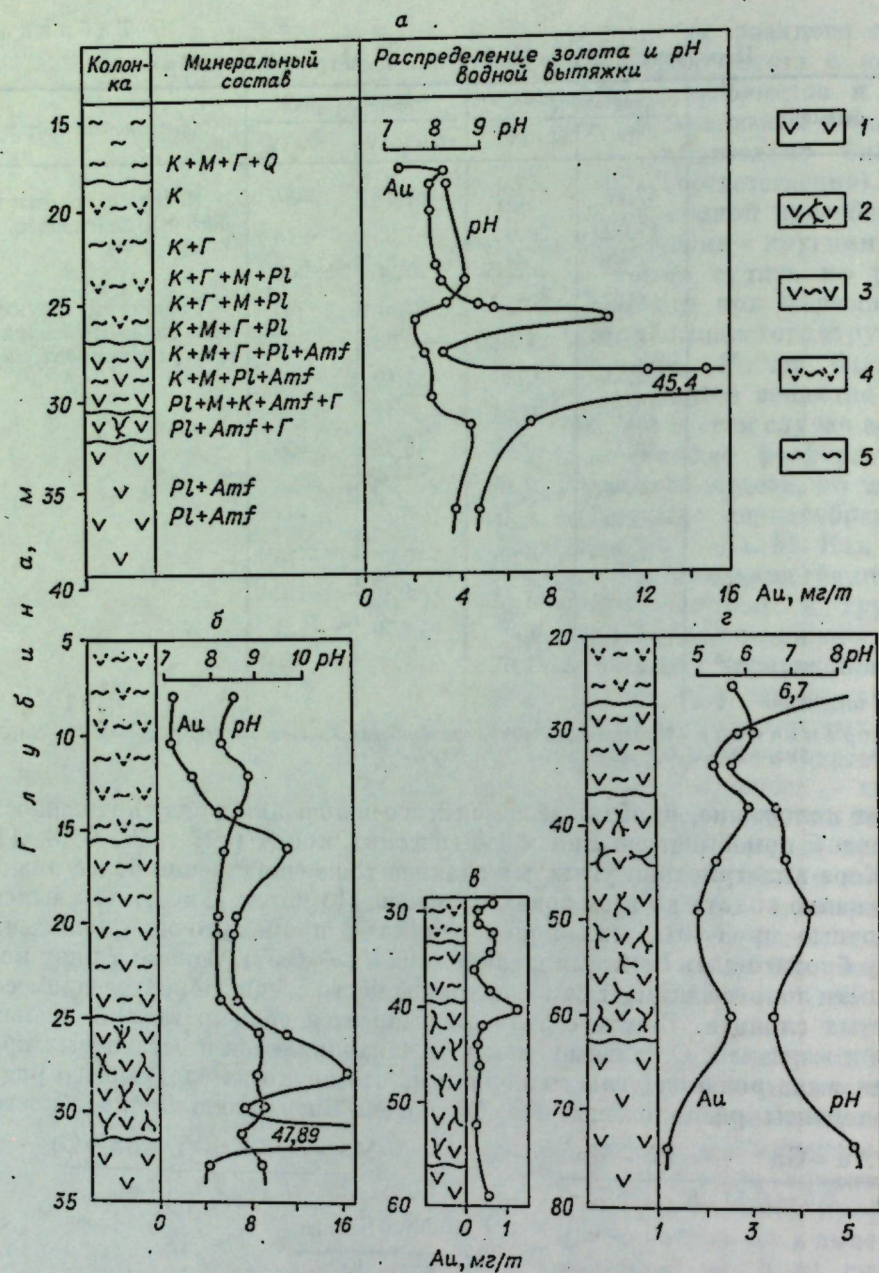


Рис. 5. Распределение золота и pH водной вытяжки в профиле кор выветривания габбро-диоритов Казахстана (а, б) и габбро Украинского щита (а, в). 1 — габбро-диориты и габбро; зоны: 2 — начальных стадий выветривания габброидов, 3 — каменного структурного элювия, 4 — глинистого структурного элювия, 5 — перестроенных продуктов коры выветривания. В графе «Минеральный состав» минералы приведены в порядке их возрастающего количества. Pl — плагиоклаз; Amf — роговая обманка; Г — гидрослюда; М — монтмориллонит; К — каолинит; Q — кварц.

Таким образом, на примере кор выветривания метаморфических образований видно влияние минерального состава исходных пород на перераспределение золота гипергенными процессами. Оно активно мигрировало при выветривании биотитсодержащих и углеродистых пород, обладало слабой подвижностью в корах выветривания серицитовых сланцев и накапливалось в остаточных продуктах кремнистых сланцев (см. рис. 1). Неодинаковое поведение золота при гипергенном преобразовании метаморфических пород, обусловленное устойчивостью к химическому выветриванию главных его минералов-носителей, существенно влияет на положение этого эле-

Таблица 9

Распределение золота в полных профилях кор выветривания метаморфических пород

| Исходная порода            | Район              | I  |      |       |   | II |       |       |      | III |      |       |      | IV |      |       |      | В целом по профилю кор выветривания |      |       |      |
|----------------------------|--------------------|----|------|-------|---|----|-------|-------|------|-----|------|-------|------|----|------|-------|------|-------------------------------------|------|-------|------|
|                            |                    | n  |      | A     |   | n  |       | A     |      | n   |      | A     |      | n  |      | A     |      | n                                   |      | A     |      |
|                            |                    | Σ  | Σ    | Σ     | Σ | Σ  | Σ     | Σ     | Σ    | Σ   | Σ    | Σ     | Σ    | Σ  | Σ    | Σ     | Σ    | Σ                                   | Σ    | Σ     | Σ    |
| Биотитовые гнейсы          | Прибайкалье        | 3  | 9,13 | 23,74 |   | 6  | 10,10 | 22,22 | 0,94 | 6   | 5,37 | 11,33 | 0,48 | 4  | 7,52 | 13,54 | 0,57 | 46                                  | 7,68 | 16,00 | 0,68 |
| Биотитовые сланцы          | Северный Казахстан | 1  | 2,15 | 5,38  |   | 2  | 1,80  | 3,26  | 0,61 | 2   | 0,97 | 2,05  | 0,38 | 3  | 1,24 | 2,20  | 0,41 | 7                                   | 1,32 | 2,46  | 0,46 |
| Биотит-мусковитовые сланцы | »                  | 1  | 1,70 | 4,25  |   | 2  | 1,33  | 3,06  | 0,72 | 2   | 1,91 | 4,02  | 0,89 | 5  | 1,12 | 2,02  | 0,48 | 9                                   | 1,34 | 2,70  | 0,63 |
| Углистые сланцы            | Южный Казахстан    | 2  | 1,70 | 4,23  |   | 4  | 1,13  | 2,60  | 0,61 | 1   | 1,20 | 2,40  | 0,57 | 1  | 0,94 | 1,66  | 0,39 | 6                                   | 1,11 | 2,41  | 0,57 |
| Серицитовые сланцы         | »                  | 1  | 8,40 | 21,00 |   | 1  | 9,6   | 21,12 | 1,01 | 1   | 11,0 | 22,00 | 1,05 | 4  | 1,45 | 2,59  | 0,12 | 6                                   | 4,27 | 8,69  | 0,72 |
| Кремнистые сланцы          | »                  | 1  | 0,64 | 1,66  |   | 1  | 0,96  | 2,21  | 1,33 | 1   | 0,96 | 2,02  | 1,22 | 1  | 1,40 | 2,52  | 1,52 | 3                                   | 1,11 | 2,25  | 1,36 |
|                            | Северный Казахстан | 1  | 1,20 | 3,08  |   | 1  | 1,40  | 3,09  | 1,01 | 2   | 2,30 | 4,60  | 1,49 | 3  | 3,67 | 6,61  | 2,16 | 6                                   | 2,84 | 5,35  | 1,74 |
| Среднее по 10 разрезам     |                    | 40 | 4,49 | 11,51 |   | 17 | 4,90  | 10,75 | 0,93 | 15  | 3,72 | 7,72  | 0,67 | 21 | 2,75 | 4,95  | 0,43 | 53                                  | 3,71 | 7,59  | 0,66 |



Перераспределение элементов при выветривании биотитовых сланцев Гавриловского участка (Северный Казахстан)

| Элемент                         | Содержание, вес. % |       |       |       | Привнос-вынос                |        |        |       | В целом по коре выветривания | Минеральный состав |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |
|---------------------------------|--------------------|-------|-------|-------|------------------------------|--------|--------|-------|------------------------------|--------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                                 | I                  | II    | III   | IV    | в граммах на см <sup>3</sup> |        |        |       |                              |                    |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |
|                                 |                    |       |       |       | II                           | III    | IV     | II    |                              |                    | III                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                               |
| SiO <sub>2</sub>                | 62,0               | 63,0  | 59,5  | 61,7  | -5,1                         | -30,0  | -45,8  | -3,4  | -19,4                        | -29,2              | Исходные породы: биотит (14—47%), кварц (36—42%), кордиерит (5—8); андалузит (3—4%), серпичит (0,8—4%), турмалин, мусковит, хлорит (в сумме 1%).<br><br>Слабо выветрелые сланцы: серпичит, мусковит, хлориты, каолинит, гетит, биотит.<br>Каменный структурный алювий: каолинит, хлорит, серпичит, мусковит, гетит, биотит.<br>Глинистый структурный алювий: каолинит, мусковит, серпичит, гетит. |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 16,35              | 17,70 | 23,50 | 28,17 | +0,25                        | +8,47  | +8,99  | +0,6  | +20,7                        | +22,2              |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 9,70               | 7,70  | 4,02  | 1,97  | -5,93                        | -15,81 | -20,76 | -24,5 | -65,2                        | -85,2              |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |
| TiO <sub>2</sub>                | 0,76               | 0,90  | 1,02  | 0,59  | +0,24                        | 0,0    | -0,86  | +12,6 | 0,0                          | -45,3              |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |
| CaO                             | 0,53               | 0,58  | 0,58  | 0,45  | +0,06                        | -0,10  | -0,52  | +4,6  | -7,6                         | -40,0              |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |
| MgO                             | 3,50               | 2,73  | 0,85  | 0,48  | -2,25                        | -6,97  | -7,95  | -25,7 | -80,0                        | -90,8              |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |
| MnO                             | 0,11               | 0,08  | 0,10  | 0,04  | -0,09                        | -0,08  | -0,20  | -32,1 | -28,6                        | -71,4              |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |
| K <sub>2</sub> O                | 3,50               | 3,78  | 3,25  | 1,88  | +0,24                        | -1,93  | -5,42  | +2,8  | -22,1                        | -61,9              |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |
| Na <sub>2</sub> O               | 0,17               | 0,20  | 0,11  | 0,02  | +0,06                        | -0,19  | -0,38  | +14,3 | +45,2                        | -90,5              |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |
| П. п. п.                        | 4,00               | 4,44  | 7,44  | 8,54  | +0,57                        | +5,62  | +5,12  | +5,7  | +56,2                        | +51,2              |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |
| Au                              | 2,15               | 1,80  | 0,97  | 1,24  | -2,08                        | -3,33  | -3,18  | -39,0 | -62,0                        | -59,0              |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |
| pH                              | 8,29               | 8,25  | 6,89  | 6,80  | -0,04                        | -1,40  | -1,49  | -0,5  | -17,0                        | -18,0              |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |
| Объемный вес, г/см <sup>3</sup> | 2                  | 2,38  | 2,10  | 1,77  |                              |        |        |       |                              |                    |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |
| Число анализов                  | 1                  | 2     | 2     | 3     |                              |        |        |       |                              |                    |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |

Примечание. 1. Анализ М. П. Зеркалова. 2. Убывающий ряд подвижности элементов: MgO—FeO—Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—Al—UO—Na<sub>2</sub>O—K<sub>2</sub>O—CaO—H—SiO<sub>2</sub>—TiO<sub>2</sub>—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Исходные породы: биотит (4—47%), кварц (36—42%), кордиерит (5—8%), андалузит (3—4%), серицит (0,8—4%), турмалин, мусковит, хлорит (в сумме 1%).

Слабо выветренные сланцы: серицит, мусковит, хлориты, каолинит, гетит, биотит.

Каменный структурный элювий: каолинит, хлорит, серицит, мусковит, гетит, биотит.

Глинистый структурный элювий: каолинит, мусковит, серицит, гетит.

Перераспределение элементов при выветривании биотитовых гнейсов Прибайкалья

| Элемент                         | Содержание, вес. % |         |       |       | Привнос-вынос     |        |        |         | В целом по коре выветривания | Минеральный состав зон коры выветривания |       |                                                                                                               |
|---------------------------------|--------------------|---------|-------|-------|-------------------|--------|--------|---------|------------------------------|------------------------------------------|-------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|                                 | I                  | II      | III   | IV    | г/см <sup>3</sup> |        |        |         |                              |                                          |       |                                                                                                               |
|                                 |                    |         |       |       | II                | III    | IV     | %       |                              |                                          | II    | III                                                                                                           |
| SiO <sub>2</sub>                | 66,00              | 64,30   | 63,97 | 65,75 | -17,28            | -37,26 | -53,20 | -10,00  | -22                          | -31                                      | -21   | Исходные породы: биотит (15—30%), мусковит (5%), полевошпатовый кварц (в сумме 75—80%).                       |
| TiO <sub>2</sub>                | 0,49               | 0,76    | 0,75  | 0,67  | 0,55              | +0,31  | -0,07  | +24,00  | +20                          | -5                                       | +13   |                                                                                                               |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 16,39              | 17,32   | 17,28 | 17,11 | -10,22            | +15,50 | -20,99 | -20,00  | -29                          | -41                                      | -30   |                                                                                                               |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | 0,47               | 1,36    | 3,37  | 4,24  | +2,04             | +5,88  | +6,41  | +1,67   | +480                         | +525                                     | +391  |                                                                                                               |
| FeO                             | 4,39               | 3,30    | 1,59  | 0,81  | -3,89             | -8,47  | -10,35 | -23,00  | -72                          | -87                                      | -64   | Слабо выветрелые гнейсы: хлориты, гидрослюда, реликты мусковита, полевошпата, кварца, редко биотита.          |
| CaO                             | 2,32               | 3,31    | 2,53  | 0,52  | +1,85             | -0,96  | -5,15  | +30,00  | -16                          | -84                                      | -23   |                                                                                                               |
| MgO                             | 2,33               | 2,06    | 1,83  | 1,18  | -1,12             | -2,22  | -3,94  | -18,00  | -37                          | -65                                      | -40   |                                                                                                               |
| MnO                             | 0,11               | 0,17    | 0,12  | 0,08  | +0,12             | -0,05  | -0,15  | +45,00  | -14                          | -52                                      | -7    |                                                                                                               |
| K <sub>2</sub> O                | 2,36               | 1,76    | 2,24  | 1,99  | -1,90             | -1,34  | -2,56  | -31,00  | -23                          | -42                                      | -32   | Каменный структурный алевит: монтмориллонит, хлориты, гидрослюда, каолинит, гетит, реликты кварца, мусковита. |
| Na <sub>2</sub> O               | 3,15               | 3,38    | 2,56  | 0,23  | -0,08             | -2,81  | -7,78  | -9,00   | -34                          | -95                                      | -46   |                                                                                                               |
| CO <sub>2</sub>                 | 0,16               | He опр. | 0,27  | 0,14  | He опр.           | +0,15  | -0,17  | He опр. | +36                          | -40                                      | -2    |                                                                                                               |
| П. п. п.                        | 1,44               | 1,56    | 2,92  | 6,24  | 0                 | 2,39   | +7,49  | 0       | +65                          | +265                                     | +110  |                                                                                                               |
| H <sub>2</sub> O                | 0,05               | He опр. | 0,64  | 0,26  | He опр.           | +1,21  | +0,34  | He опр. | +931                         | +261                                     | +586  | Глинистый алевит: каолинит, гидрослюда, гетит. Породы полностью глинизированы, реликты кварца.                |
| Au                              | 9,13               | 10,10   | 5,37  | 7,52  | -1,52             | -12,41 | -10,20 | -6,00   | -52                          | -43                                      | -32   |                                                                                                               |
| pH                              | 7,78               | 7,63    | 6,71  | 5,44  | -0,15             | -1,07  | -2,34  | -2,00   | -13,9                        | -30                                      | -15,3 |                                                                                                               |
| Объемный вес, г/см <sup>3</sup> | 2,60               | 2,40    | 2,20  | 1,80  |                   |        |        |         |                              |                                          |       |                                                                                                               |
| Число анализов                  | 3                  | 6       | 6     | 4     |                   |        |        |         |                              |                                          |       |                                                                                                               |

Примечание. Убывающий ряд подвижности элементов: FeO—Na<sub>2</sub>O—MgO—K<sub>2</sub>O—Al—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—CaO—SiO<sub>2</sub>—H—MnO—CO<sub>2</sub>—P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—TiO<sub>2</sub>—Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—H<sub>2</sub>O—.

Исходные породы: биотит (15—30%), мусковит (5%), полевой шпат и кварц (в сумме 75—80%).

Слабо выветренные гнейсы: хлориты, гидрослюда, реликты мусковита, полевого шпата, кварца, редко биотита.

Каменный структурный элювий: монтмориллонит, хлориты, гидрослюда, каолинит, гетит, реликты кварца, мусковита.

Глинистый элювий: каолинит, гидрослюда, гетит. Породы полностью глинизованы, реликты кварца.



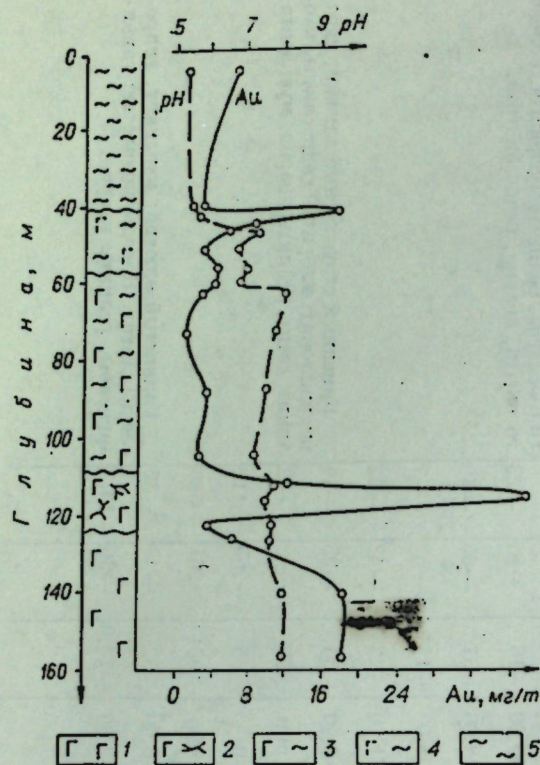


Рис. 6. Распределение золота и pH водной вытяжки в профиле коры выветривания биотитовых гнейсов Прибайкалья.  
1 — биотитовые гнейсы (зона I); зоны: 2 — начальных стадий выветривания (II), 3 — каменного структурного элювия (III), 4 — глинистого структурного элювия (IV), 5 — перекристаллизованных глин коры выветривания.

#### ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА В ПРОДУКТАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ

В корях выветривания видимого золота нами не установлено. Не обнаружено оно и под микроскопом. Однако нейтроно-активационный анализ реликтовых и гипергенных минералов позволяет считать, что в коре выветривания содержится остаточное и перекристаллизованное золото.

Остаточное (гипогенное) золото обнаруживается во всех уцелевших от выветривания минералах исходных пород, при этом его количество со-

мента в миграционном ряду. В случае, когда золото имеет возможность высвободиться из минералов-носителей, оно перераспределяется в пределах профиля выветривания и даже мигрирует за его пределы. При перераспределении золота, как и в ранее рассмотренных случаях, образует вторичные обогащенные горизонты, приуроченные к участкам изменений физических и геохимических условий среды (рис. 6).

Заканчивая рассмотрение распределения золота в корях выветривания, отметим, что по данным 446 анализов его среднее содержание в остаточных продуктах составляет 4,64 мг/т (9,50 мг/м<sup>3</sup>) при коэффициенте концентрации 1,12. Эти средние можно принять за кларк золота в древних корях выветривания каолинового профиля. Средние по типам пород и профилей приведены в табл. 12.

Таблица 12

Среднее содержание золота в корях выветривания

| Исходные породы              | Полный профиль |           |       |                | Сокращенный профиль |           |       |                |
|------------------------------|----------------|-----------|-------|----------------|---------------------|-----------|-------|----------------|
|                              | n              | $\bar{X}$ | A     | K <sub>A</sub> | n                   | $\bar{X}$ | A     | K <sub>A</sub> |
| Кислого состава              |                |           |       |                |                     |           |       |                |
| изверженные . . . . .        | 65             | 4,67      | 9,21  | 1,35           | 206                 | 5,19      | 10,71 | 1,25           |
| вулканогенные . . . . .      | 32             | 2,96      | 5,95  | 0,82           |                     |           |       |                |
| Среднего и основного состава |                |           |       |                |                     |           |       |                |
| изверженные . . . . .        | 34             | 6,19      | 12,01 | 1,37           | 56                  | 3,56      | 7,69  | 0,91           |
| вулканогенные . . . . .      |                |           |       |                |                     |           |       |                |
| Метаморфические . . . . .    | 53             | 3,71      | 7,59  | 0,66           |                     |           |       |                |
| Среднее . . . . .            | 184            | 4,38      | 8,69  | 1,06           | 262                 | 4,84      | 10,09 | 1,18           |

Таблица 13

Содержание золота в реликтовых минералах кор выветривания (зона IV), мг/т

| Минерал                   | Число анализов | Минимум | Максимум | Среднее | Исходная порода               |
|---------------------------|----------------|---------|----------|---------|-------------------------------|
| Кварц . . . . .           | 1              |         |          | 11,30   | Кварцевый порфир              |
| Полевой шпат . . . . .    | 1              |         |          | 10,16   | »                             |
| Магнетит . . . . .        | 13             | 0,66    | 346,6    | 54,26   | Граниты, гранодиориты, габбро |
| Гематит . . . . .         | 1              |         |          | 6,0     | Углистый сланец               |
| Тяжелая фракция . . . . . | 1              |         |          | 14,0    | Габбро-диориты                |

измеримо с содержанием в соответствующих минералах первичных пород (см. табл. 3 и 13).

Золото — обычный элемент-примесь гипергенных минералов коры выветривания. Нами оно установлено не только в собственных минералах кор выветривания, но и в более поздних, наложенных образованиях (табл. 14).

В гипергенных минералах кор выветривания золото распределяется крайне неравномерно. В наибольшей концентрации оно обнаружено в гетите. В каолините, являющемся типоморфным в изученных профилях, золота меньше, чем в других глинистых минералах, а в наложенных минералах его больше, чем в каолините. О существовании остаточного и перекристаллизованного золота в корях выветривания свидетельствует также его распределение по гранулометрическим классам глинистого структурного элювия (табл. 15). Классы менее 0,1 мм представлены главным образом глинистыми минералами. Они составляют 54—86% общей массы породы. На их долю приходится 54,29—70,51% валового количества золота. Во фракциях крупнее 0,1 мм наряду с гипергенными минералами встречаются реликтовый кварц (до 47%), магнетит, мусковит и другие минералы. Подсчет показывает, что на долю реликтовых минералов приходится около 20% золота в глинистом структурном элювии. Следовательно, количество золота, участвующего в гипергенной миграции, составляет около 80%.

Сейчас трудно однозначно сказать, в какой форме находится золото в гипергенных минералах. Эксперименты, проведенные Н. А. Росляковым и Р. Д. Мельниковой с целью изучения поглощающей способности золота каолинитом, галлуазитом, гидрослюда и другими минералами зоны гипергенеза, показали существование двух форм сорбции ими меченого золота Au<sup>198</sup>: прочной и непрочной (выщелачивается водой). По экспериментальным данным, прочная сорбция составляет 62,2—83,4% общей сорбции в кислых средах (pH = 3,5) и 56,0—90,0% — в щелочных (pH = 9). На основе этих результатов можно полагать, что в минералах древних кор выветривания золото находится в форме прочно сорбированной смеси, по связи приближающейся к химическому соединению.

Таблица 14

Содержание золота в гипергенных минералах кор выветривания, мг/т

| Минерал              | Количество анализов | Минимум | Максимум | Среднее | Стадия корообразования |
|----------------------|---------------------|---------|----------|---------|------------------------|
| Каолинит . . . . .   | 5                   | 1,11    | 3,79     | 2,86    | Основная               |
| Гидрослюда . . . . . | 4                   | 0,86    | 9,88     | 3,62    | »                      |
| Галлуазит . . . . .  | 3                   | 3,72    | 12,91    | 8,50    | »                      |
| Гетит . . . . .      | 11                  | 1,91    | 30,76    | 9,45    | »                      |
| Гидрогетит . . . . . | 1                   |         |          | 6,45    | »                      |
| Кальцит . . . . .    | 2                   | 3,2     | 32,71    | 17,95   | Наложная               |
| Сидерит . . . . .    | 1                   |         |          | 26,62   | »                      |
| Пирит . . . . .      | 1                   |         |          | 6,38    | »                      |
| Гипс . . . . .       | 1                   |         |          | 2,70    | »                      |



Распределение золота по granulометрическим классам глинистого структурного элювия грабродиоритов Северного Казахстана (I) и кварцевых порфиров Ангрен (II)

| Granulометрический класс, мм   | I                |                         |                                    | II               |                         |                                    |                  |                         |                                    |
|--------------------------------|------------------|-------------------------|------------------------------------|------------------|-------------------------|------------------------------------|------------------|-------------------------|------------------------------------|
|                                | Проба 429        |                         |                                    | Проба 3          |                         |                                    | Проба 12         |                         |                                    |
|                                | Выход фракции, % | Содержание золота, мг/г | Доля Au в пробе за счет фракции, % | Выход фракции, % | Содержание золота, мг/г | Доля Au в пробе за счет фракции, % | Выход фракции, % | Содержание золота, мг/г | Доля Au в пробе за счет фракции, % |
| Более 2                        | 4,2              | Не опр.                 | —                                  | 9,6              | 6,71                    | 14,26                              | 12,1             | 2,62                    | 10,98                              |
| 2—1                            | 1,9              | 154,00                  | 6,38                               | 14,1             | 4,17                    | 13,02                              | 12,5             | 2,41                    | 10,44                              |
| 1—0,5                          | 1,3              | 268,00                  | 7,59                               | 6,9              | 4,33                    | 6,62                               | 5,0              | 5,94                    | 10,29                              |
| 0,5—0,25                       | 2,3              | 168,51                  | 8,45                               | 6,8              | 3,37                    | 5,07                               | 4,2              | 2,47                    | 3,59                               |
| 0,25—0,1                       | 4,5              | 72,08                   | 7,07                               | 8,6              | 3,59                    | 6,83                               | 6,2              | 4,23                    | 9,08                               |
| В целом по классам крупнее 0,1 | 14,2             | 135,3                   | 29,49                              | 46,0             | 4,44                    | 45,80                              | 40,0             | 3,53                    | 44,38                              |
| 0,1—0,05                       | 4,8              | 32,43                   | 3,39                               | 8,3              | 0,97                    | 1,78                               | 7,9              | 1,60                    | 44,38                              |
| 0,05—0,01                      | 18,6             | 77,93                   | 31,59                              | 25,2             | 6,83                    | 38,10                              | 21,1             | 1,60                    | 11,69                              |
| 0,01—0,001                     | 49,9             | 30,46                   | 33,13                              | 13,2             | 1,05                    | 3,07                               | 14,4             | 3,64                    | 18,16                              |
| Менее 0,001                    | 12,5             | 8,79                    | 2,40                               | 7,3              | 6,96                    | 11,25                              | 16,6             | 3,72                    | 21,39                              |
| В целом по классам мельче 0,1  | 85,8             | 37,7                    | 70,51                              | 54,0             | 3,95                    | 50,29                              | 60,0             | 2,65                    | 55,62                              |

#### ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, КОНТРОЛИРУЮЩИЕ ПОВЕДЕНИЕ ЗОЛОТА В ПРОЦЕССЕ КООРДОБРАЗОВАНИЯ

Изучение распределения золота в породах и минералах кор выветривания показывает, что оно перераспределялось в процессе коордообразования: переходило в подвижное состояние и осаждалось вновь на различных геохимических барьерах. Рассмотрим основные факторы, контролирующие возможность перехода золота в раствор, его миграцию и гипергенную концентрацию.

Присутствие золота в реликтовом кварце, магнетите и других минералах исходных пород, а также уменьшение его вынесенной доли в ряду продуктов выветривания от биотитовых к мусковитовым и, наконец, к кремнистым сланцам позволяет считать, что основным фактором, определяющим возможность перехода его в подвижное состояние является устойчивость исходных минералов-концентраторов золота к химическому выветриванию. Чем устойчивее в зоне гипергенеза минералы-концентраторы золота, тем меньшая часть его высвобождается и вступает в миграцию. По-видимому, по этой причине золото накапливается в остаточных продуктах изверженных пород, где оно концентрируется главным образом в аксессуарном магнетите, обладающем высокой устойчивостью к выветриванию, и значительно выносится при выветривании неустойчивых биотит-содержащих пород. Так как породообразующие минералы обладают различной устойчивостью, избирательное их выветривание обуславливает возможность вступления золота в миграцию на всех стадиях коордообразования.

Следующим немаловажным фактором, контролирующим поведение золота в процессе коордообразования, является его количество в исходных породах. Чем ниже содержание золота в выветривающейся породе, тем в меньших масштабах оно перераспределяется в профиле выветривания. Поэтому (а также из-за более равномерного распределения) в таких профилях практически не устанавливаются обогащенные участки, как при выветривании украинских габбро, содержащих золота лишь 0,51 мг/г (см. рис. 4, е).

Поведение высвобожденного из минералов-носителей золота в дальнейшем зависит от способности его переходить в растворенное состояние и мигрировать в конкретных геохимических условиях. Фактический материал показывает, что микроскопически не обнаруживаемое золото породообразующих минералов перераспределяется независимо от места нахождения коры выветривания и типа исходных пород. Его накопление в большинстве случаев, правда незначительное, происходило на границе разных зон профиля коры выветривания, т. е. на геохимических барьерах, существующих на границе неоднородных сред: глинистый — каменный структурный элювий; каменный структурный элювий — слабо выветрелые породы; выветрелые породы — исходный субстрат. Проявление этих барьеров фиксируется изменением pH водных вытяжек из пород профилей выветривания (см. рис. 2—5). Среди геохимических барьеров окислительных сред известны кислородный, восстановительный сероводородный, сульфатный, карбонатный, щелочной, кислый, испарительный, сорбционный (Перельман, 1968).

Кислородный барьер развивается на участках резкой смены восстановительных условий окислительными. Как показал К. Б. Краускофф (1951), в присутствии сильных окислителей, в том числе кислорода и в особенности гидроокислов марганца, золото обладает повышенной растворимостью. Поэтому увеличение окислительного потенциала само по себе не вызывает осаждения золота. Однако на окислительных барьерах часто наблюдается повышенная концентрация металла, что связано с поглощением его из растворов гидроокислами железа и марганца. Это очень характерно для кор выветривания пород, содержащих повышенное количество железа и марганца. В этом случае вместе с глинистыми минералами образуются гетит, гидрогетит и окислы марганца, препятствующие подвижности золота (см. табл. 14).

Восстановительный барьер возникает, когда окислительные условия резко сменяются восстановительными. Золото легко восстанавливается до самородного состояния различными восстановителями. Поэтому данный барьер можно отнести к одному из главных факторов, контролирующих вторичное золотое обогащение в зоне окисления рудных месторождений. Влияние восстановительного барьера на гипергенное осаждение золота в древних корах выветривания подтверждается присутствием

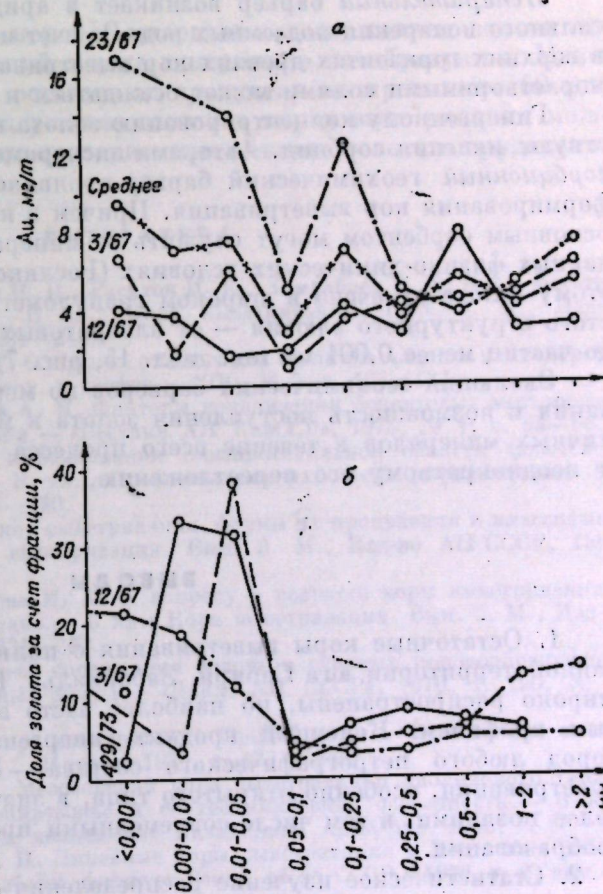


Рис. 7. Распределение золота по granulометрическим классам глинистого структурного элювия габбро-диоритов Казахстана (проба 429) и кварцевых порфиров Ангрен (пробы 3 и 12).  
а — весовое содержание золота во фракции; б — доля золота в пробе за счет фракции; 3/67, 12/67... — номера проб.



данного элемента в паложенных пиритах Ангрена (см. табл. 14). Сульфатный барьер приводит к огипсованию, образуются вторичные бариты, целестины и стронцианиты. Нами неоднократно устанавливалась приуроченность повышенной концентрации золота к гипсу. В этой связи представляет интерес ревизия на золото гипсовых залежей, возникающих в результате хлоридно-сульфатного окислительного процесса.

Столь же существенное влияние на подвижность золота оказывает карбонатный барьер. Известны случаи обогащения золотом гипергенного кальцита и других карбонатов. Например, в сидеритах коры выветривания Ангрена установлено содержание золота до 26,61 мг/т. Карбонатный барьер способствует формированию в древних корах выветривания горизонтов вторичного золотого обогащения за счет паложенного перераспределения.

Щелочной барьер образуется на участках резкой смены кислых вод нейтральными или слабощелочными. Его влияние на гипергенную концентрацию золота зависит от величины pH. Если pH не превышает 8, золото концентрируется вместе с опалом, гидроокислами железа и другими гипергенными минералами. При более высоком значении pH оно не образует концентраций.

Кислый барьер, наоборот, характеризуется сменой нейтральных или щелочных условий кислыми, при которых золото хорошо мигрирует.

Испарительный барьер возникает в аридных областях на участках сильного испарения подземных вод. За счет испарительной концентрации в верхних горизонтах древних кор выветривания вместе с другими труднорастворимыми солями может осаждаться и золото.

Гипергенному концентрированию золота в значительной мере способствуют явления сорбции. Авторами экспериментально установлено, что сорбционный геохимический барьер проявляется в течение всего этапа формирования кор выветривания. Причем в каждую стадию их развития основным сорбентом могут служить те минералы, которые образуются в данных физико-химических условиях (Росляков и др., 1976). Видимо, поэтому золото отмечено в широком гранулометрическом диапазоне глинистого структурного элювия — от алевроитовых и более крупных фракций до частиц менее 0,001 мм (см. табл. 15, рис. 7).

Эволюция геохимических барьеров по мере развития коры выветривания и возможность поступления золота в миграционный цикл из различных минералов в течение всего процесса корообразования приводят к неоднократному его перераспределению.

## ВЫВОДЫ

1. Остаточные коры выветривания с полным профилем на исследованной территории юга Сибири, Забайкалья, Казахстана и Средней Азии широко распространены, но наиболее часто встречаются коры с неполным профилем. Конечный продукт гипергенного изменения исходных пород любого петрографического состава — каолинит. Древние коры выветривания, особенно открытого типа, в значительной мере осложнены более поздними, в том числе современными процессами засоления и почвообразования.

2. Статистическое изучение распределения золота в различных зонах коры выветривания и исходных породах с кларковым его содержанием показало, что оно не противоречит нормальному закону. В процессе выветривания золото не инертно, оно может заметно перераспределяться. Среднее содержание золота в коре выветривания составляет 4,64 мг/т. Коэффициент его концентрации в отдельных зонах профиля выветрива-

ния меняется от 8,5 до 0,12 при среднем 1,12. Обогащенные золотом горизонты приурочены к границам зон профиля выветривания.

3. В коре выветривания золото сосредоточено в реликтовых и в новообразованных минералах. Поведение его в процессе корообразования в значительной степени обуславливается распределением и устойчивостью к выветриванию минералов-концентраторов исходных пород. Породообразующие и главным образом темпоцветные минералы служат источниками миграционно-способного золота в коре выветривания. Преобразование их в глинистые минералы происходит практически во всех зонах, и поэтому в каждой зоне существуют источники миграционно-способного золота; которое в конечном счете соосаждается с новообразованными минералами или сорбируется ими. При благоприятных условиях незначительная часть золота может выноситься за пределы коры выветривания.

4. Ряды миграции элементов, рассчитанные для различных профилей кор выветривания, значительно разнятся между собой и отличаются от теоретически возможных, что не может быть объяснено только различием выветривающихся пород и условий выветривания, и определенно указывает на существенное влияние паложенной минерализации на образующиеся профили выветривания. И поэтому, строго говоря, они не являются рядами миграции элементов при формировании кор выветривания каолинового типа, а скорее отражают в какой-то степени суммарный эффект их поведения и при древнем выветривании, и в более поздних паложенных процессах.

5. При выветривании пород с кларковым содержанием золота промышленных его концентраций в зоне гипергенеза не образуется. Максимальное его количество в остаточных продуктах не превышает 50 мг/т. Поэтому более высокое содержание золота в корах выветривания может служить важным поисковым критерием эндогенного золотого оруденения.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаходжиев А. А., Петров Н. П., Расулов И. К., Хамрабаев И. Х. Кора выветривания Узбекистана. — В кн.: Кора выветривания. Вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 231—240.
- Адаменко О. М., Зальцман И. Г. О юрских отложениях степного Алтая и павлодарского Прииртышья. — «Геол. и геофиз.», 1970, № 7, с. 133—137.
- Александров К. П., Нурлыбаев А. Н. Факторы локализации бокситовых месторождений на юге Казахстана. — «Вестник АН КазССР», 1975, № 1, с. 63—66.
- Ганешин Г. С. Поверхности выравнивания геосинклинальной области Советского Дальнего Востока. — В кн.: Проблемы поверхностей выравнивания. М., «Наука», 1964, с. 135—140.
- Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация. — В кн.: Кора выветривания. Вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 71—101.
- Гинзбург И. И., Рукавишников И. А. К вопросу о возрасте коры выветривания в Центральном Казахстане. — В кн.: Кора выветривания. Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 321—322.
- Давлетов Н. К. Оценка среднего содержания золота в главных породообразующих минералах интрузивных пород. — «Докл. АН СССР», 1970, т. 190, № 6, с. 1448—1450.
- Дамбровская Ж. В. Древняя кора выветривания Прибайкалья. — В кн.: Кора выветривания. Вып. 11. М., «Наука», 1970, с. 127—138.
- Жеваго Я. В., Карлова Г. С. Мезозойская кора выветривания каолинового типа в Семипалатинском Прииртышье и ее геохимические особенности. — В кн.: Литология и полезные ископаемые Казахстана. Алма-Ата, 1973, с. 89—94.
- Заворотных И. Р., Сизиков А. И. Липцевые коры выветривания в Восточном Забайкалье. — «Известия Забайк. филиала Геогр. об-ва СССР», 1970, т. 6, вып. 5, с. 23—34.
- Занин Ю. Н. Геология мезозойских и кайнозойских кор выветривания Алтае-Саянской области и Прибайкалья. — «Геол. и геофиз.», 1967, № 4, с. 35—43.
- Захаров А. А. Золото в карстовых образованиях предъюрской коры выветривания в Прианье. — В кн.: Геология и золотоносность конгломератов рифей и венда южного обрамления Иркутского амфитеатра. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1972, с. 194—196.



- Зимин С. С. К вопросу о происхождении и практическом значении фосфоритов Белоусинского месторождения в Кузнецком Алатау. — «Труды Дальневост. политехн. ин-та», 1959, т. 54, вып. 1, с. 88—97.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гос-топтехиздат, 1958. 324 с.
- Кириллов Г. А. Фациально-динамические предпосылки формирования россыпей золота в меловых постгеосинклинальных формациях Центральных Кызылкумов. — «Науч. труды Ташкентского ун-та», 1971, вып. 405, с. 121—124.
- Киселева З. Н., Пономаренко Г. Н. О возрасте золотоносных рыхлых отложений в бассейне реки Чикой. — «Занески Забайк. фил. геогр. об-ва СССР», 1971, вып. 56, с. 77—82.
- Лейшиг А. В., Левина А. П. Мезо-кайнозойские ритмы и особенности бокситонакопления в Южном Приангарье. — В кн.: Проблемы генезиса бокситов. М., «Наука», 1975, с. 186—192.
- Лисицина Н. А. Древняя кора выветривания западной части Казахского нагорья. М., Изд-во АН СССР, 1960. 99 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 11).
- Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., «Наука», 1964. 196 с.
- Малиновский В. В. Закономерности распределения древних кор выветривания Казахского щита. — В кн.: Ландшафтно-геохимические исследования. М., Изд. Моск. фил. геогр. об-ва СССР, 1973, с. 28—30.
- Малолетко А. М. О множественности эпох континентального бокситообразования на Салаирском крике. — «Известия Алтайского отд. геогр. об-ва СССР», 1966, вып. 7, с. 106—109.
- Мирчик С. Г. Золотоносные россыпи Центрального и Восточного Забайкалья. — «Бюллетень МОИП. Отд. геол.», 1967, 42, вып. 6, с. 85—103.
- Нестеренко Г. В. О нижнемеловой зоне окисления на Итанском золоторудном месторождении в Северо-Восточном Забайкалье. — «Геол. и геофиз.», 1973, № 10, с. 66—76.
- Никитин Е. А., Федоренко О. А. Мезозойские и палеогеновые коры выветривания Бетпакадалы. — В кн.: Вопросы геологии коры выветривания Казахстана. Вып. 1. Алма-Ата, 1970, с. 90—100.
- Никитин Н. М., Ясырев А. П. О среднем содержании золота в осадочных породах. — «Геохимия», 1974, № 8, с. 1237—1239.
- Никифорова К. В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана. М., Изд-во АН СССР, 1960. 255 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 45).
- Новоселов Ю. А. Древняя кора выветривания в бассейне реки Кичиги. — В кн.: Вопросы географии Камчатки. Вып. 2. Петропавловск-Камчатский, Дальневост. кн. изд-во, 1964, с. 106—108.
- Перельман А. И. Древняя кора выветривания Средней Азии. — «Докл. АН СССР», 1955, т. 103, № 5, с. 867—869.
- Перельман А. И. Геохимия эпитетических процессов. М., «Недра», 1968. 331 с.
- Петров Н. П., Рубанов И. В. Каолины Ангрен, их вещественный состав, условия образования и пути использования. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1960. 152 с.
- Постоленко Г. А. Древние денудационные и аккумулятивные уровни Юго-Восточного Забайкалья. — В кн.: Проблемы поверхностей выравнивания. М., «Наука», 1964, с. 176—183.
- Приходько В. П. Палеоген-неогеновые коры выветривания в Еравнинском районе. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. XI. Улан-Удэ, 1967, с. 54—57.
- Рабкова З. К. Ангренское каолино-угольное месторождение. — В кн.: Кора выветривания. Вып. 6. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 181—186.
- Разумова В. П. Коры выветривания Северо-Восточной части Казахского нагорья. — В кн.: Кора выветривания. Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 272—298.
- Рахимов Н. С. Каолиновые породы Центральных и Юго-Западных Кызылкумов. — «Узбекский геол. журнал», 1959, № 2, с. 79—85.
- Росляков Н. А., Поликарпочкин В. В., Нестеренко Г. В., Удодов Н. А., Шварцев С. Л., Мельникова Р. Д., Гапон А. Е., Шергин Б. В. Условия гипергенной миграции и концентрации золота. — «Геол. и геофиз.» В печати.
- Рослякова Н. В., Росляков Н. А. Эндогенные ореолы месторождений золота. Новосибирск, «Наука», 1975. 132 с.
- Сухарина А. Н., Емельянова Д. И. Новые данные по геологии и полезным ископаемым мезозойских отложений бассейна р. Золотой Китат. — «Вестник Зап.-Сиб. Геол. управления и Новосибир. Территориально-геол. управлений», 1958, вып. 3, с. 19—37.
- Теников В. А., Раковский Э. Е., Филипова Т. П. Распространенность и некоторые черты геохимии золота в бокситах (по данным нейтронно-активационного анализа). — «Докл. АН СССР», 1970, т. 195, № 2, с. 456—459.
- Тригунский Ю. Б., Будз М. Д. Выветривание горных пород на территории Забайкалья. — В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 2 (4). Чита, 1967, с. 233—236.

- Тюрин Б. А. Геологическое и экономическое значение древних кор выветривания Казахстана и основные задачи их изучения. — В кн.: Вопросы геологии коры выветривания Казахстана, Вып. 1. Алма-Ата, 1972, с. 3—38.
- Уфимцев Г. Ф. О признаках третичного выветривания на юге Забайкалья. — В кн.: Кора выветривания. Вып. 12. М., «Наука», 1973, с. 111—120.
- Федоренко О. А., Никитин Е. А., Келлер А. Г., Джумабаев К. С. Мезозойские и палеогеновые коры выветривания Южного Казахстана. — В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1973, с. 95—103.
- Щербаков Ю. Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск, «Наука», 1974. 280 с.
- Щербаков Ю. Г., Пережогин Г. А. К геохимии золота. — «Геохимия», 1964, № 6, с. 518—528.
- Щукина Е. Н. Древняя кора выветривания в Алтайском крае и ее значение для определения возраста и генезиса рельефа. — В кн.: Кора выветривания. Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956, с. 259—271.
- Заруцкий К. М., Орлова Л. А., Любчик Е. П. Про золотоносність відкладів кайнозойої кори звітрянання, докембрійських порід району Верховненської та Сурської брахісинкліналей. — «Доповіди АН УССР», 1971, Б, № 2, с. 99—102.
- Krauskopf K. B. The Solubility of Gold. — «Econ. Geology», 1951, v. 46, № 8, p. 858—870.
- Mantei E. J., Brownlow A. H. Variation in Gold contents of minerals of the Marysville quartz diorite stock, Montana. — «Geoch. et Cosmochim. Acta», 1967, v. 31, № 2, p. 225—235.

В. Г. КУЛЕБАКИН, Н. А. РОСЛЯКОВ, В. Г. ЦИМБАЛИСТ,  
Р. Д. МЕЛЬНИКОВА, Л. А. НЕПЕИНА

## О РОЛИ ТИОНОВЫХ БАКТЕРИЙ В ГИПЕРГЕННОЙ МИГРАЦИИ И КОНЦЕНТРАЦИИ ЗОЛОТА

Значение микроорганизмов в гипергенных геохимических процессах в настоящее время не вызывает сомнений. Они участвуют в выветривании сульфидсодержащих горных пород (Иванов и др., 1958), в образовании и разрушении самородной серы (Butlin, Postage, 1953), в формировании состава рудничных и шахтных вод (Крамаренко, 1962). Широко распространены и действенными микроорганизмами в природных условиях являются тионовые бактерии: *Thiobacillus ferrooxidans*, *Th. thiooxidans*, *Th. thioparus*, *Th. denitrificans*, *Th. neapolitanus*, *Th. thiocyanooxidans* (Leathen e. a., 1958; Sutton e. a., 1961). *Th. ferrooxidans* — активные окислители сульфидов. Воздействие *Th. thiooxidans* направлено на окисление элементарной серы, тиосульфата и некоторых других ее соединений, а *Th. thiocyanooxidans* и *Th. neapolitanus*, кроме того, еще  $CNS$  и  $Sb_2S_3$  соответственно (Каравайко, 1972). В зоне гипергенеза сульфидных месторождений недавно обнаружены новые виды бактерий: *Leptospirillum ferrooxidans* nov. gen. nov. sp., окисляющих только железо (Маркосян, 1972); *Stibiobacter*, которые совместно с *Th. ferrooxidans* окисляют антимонит (Ляликова и др., 1974); *Th. «у»*, окисляющие элементарную серу,  $S_2O_3^{2-}$ , антимонит, галенит и висмутин (Ляликова, 1967).

Несмотря на сравнительно большое количество перечисленных видов хемоавтотрофных бактерий, обитающих в зоне гипергенеза сульфидных месторождений, активно окислять сульфиды способны главным образом *Th. ferrooxidans*. Они и применены в наших исследованиях.

Оптимальные условия развития и существования *Th. ferrooxidans*, характер воздействия их на многие сульфиды к настоящему времени значительно изучены (Каравайко и др., 1972). Это дает хорошую основу для интерпретации экспериментальных данных, полученных нами в процессе бактериальной обработки золотосодержащих сульфидов.



Таблица 1

Содержание элементов в сульфидных концентратах, вес. %

| Концентрат      | Cu    | Pb    | Zn    | Feобщ   | S     | As   | Sb    | Cd      | Bi    | Mo    | Se   | Te     | Co    | Au, мг/г |
|-----------------|-------|-------|-------|---------|-------|------|-------|---------|-------|-------|------|--------|-------|----------|
| Пиритовый       | 0,11  | 0,19  | 1,70  | 39,70   | 53,00 | 0,13 | 0,005 | 0,008   | 0,003 | 0,020 | 0,03 | 0,002  | 0,050 | 66       |
| Марказитовый    | 0,22  | 1,96  | 1,94  | 42,15   | 51,00 | 0,17 | 0,020 | 0,007   | 0,001 | 0,010 | 0,03 | 0,010  | 0,040 | 418      |
| Сфалеритовый    | 0,25  | 0,37  | 51,80 | 1,47    | 34,36 | 0,12 | 0,020 | 0,160   | 0,004 | 0,050 | 0,03 | 0,003  | 0,010 | 108      |
| Галенитовый     | 1,26  | 68,85 | 5,86  | 5,62    | 15,40 | 0,19 | 0,060 | 0,020   | 0,001 | 0,020 | 0,27 | 0,0003 | 0,002 | 3684     |
| Халькопиритовый | 21,95 | 4,76  | 2,92  | 30,50   | 37,32 | 0,04 | 0,010 | 0,060   | 0,001 | 0,020 | 0,02 | 0,004  | 0,015 | Не опр.  |
| Халькозинитовый | 69,60 | 0,09  | 0,01  | Не опр. | 21,00 | 0,07 | 0,002 | Не общ. | 0,001 | 0,004 | 0,44 | 0,010  | 0,007 | 340      |
| Ковеллитовый    | 42,99 | 0,94  | 0,18  | 34,50   | 34,50 | 0,18 | 0,027 | 0,012   | 0,007 | 0,025 | 0,90 | 0,020  | 0,005 | Не опр.  |

Примечание. Во всех концентратах спектральным анализом в виде примеси установлены Ba, Ga, Tl, Ni, Ti, V, In, Mn, Cr и Hg.

Таблица 2

Изменение во времени pH и Eh исходных растворов

| Растворитель                      | Параметр | Сутки |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|-----------------------------------|----------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
|                                   |          | 1-е   | 2-е  | 3-и  | 4-е  | 5-е  | 6-е  | 7-е  | 8-е  | 9-е  | 10-е | 11-е | 12-е | 13-е | 14-е |
| Дистиллированная вода             | pH       | 5,40  | 5,20 | 5,20 | 5,20 | 5,28 | 5,37 | 5,44 | 5,37 | 5,40 | 5,45 | 5,45 | 5,38 | 5,38 | 5,28 |
|                                   | Eh       | 550   | 550  | 550  | 550  | 570  | 550  | 540  | 510  | 550  | 560  | 560  | 510  | 515  | 515  |
| Бактериальный на основе среды № 1 | pH       | 2,35  | 2,35 | 2,34 | 2,12 | 1,51 | 1,51 | 1,30 | 1,22 | 1,38 | 1,30 | 0,88 | 0,89 | 0,87 | 0,89 |
|                                   | Eh       | 730   | 730  | 740  | 760  | 778  | 790  | 808  | 780  | 785  | 775  | 800  | 795  | 800  | 795  |
| Питательная среда № 2 (без KCl)   | pH       | 2,12  | 2,13 | 2,12 | 2,47 | 1,06 | 1,15 | 1,20 | 1,00 | 1,31 | 1,13 | 0,72 | 0,90 | 0,81 | 0,85 |
|                                   | Eh       | 720   | 720  | 720  | 740  | 820  | 810  | 817  | 809  | 805  | 820  | 800  | 805  | 800  | 800  |
| Бактериальный на основе среды № 2 | pH       | 2,50  | 2,50 | 2,42 | 2,40 | 2,18 | 1,49 | 1,41 | 1,05 | 1,40 | 1,25 | 0,90 | 0,99 | 0,91 | 0,93 |
|                                   | Eh       | 740   | 740  | 741  | 760  | 765  | 780  | 798  | 785  | 790  | 780  | 800  | 798  | 800  | 800  |

Следует заметить, что именно *Th. ferrooxidans* проводится подавляющая часть экспериментов по выщелачиванию металлов из руд. Однако опытов по выяснению роли этих бактерий на поведение золота в зоне окисления его месторождений практически не проводилось. Нам известны эксперименты, выполненные в Томском политехническом институте под руководством профессора В. К. Черепнина, в которых предпринята попытка выщелачивания золота с помощью *Th. ferrooxidans* из образцов сульфидных и сульфидно-кварцевых руд Константиновского месторождения.

Цель наших исследований — изучить влияние *Th. ferrooxidans* на гипергенную миграцию и концентрирование золота. Наряду с золотосодержащими рудами объектами эксперимента служили концентраты сульфидных минералов, наиболее типичных для золоторудных месторождений: пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, марказита, халькозина и ковеллита (табл. 1). Исследовались также химические характеристики руды и сульфидных концентратов, в результате чего установлено, что в руде содержатся (вес. %):  $\text{SiO}_2$  — 64,22;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 6,95;  $\text{CaO}$  — 4,50;  $\text{MgO}$  — 2,20;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  — 9,76;  $\text{S}$  — 9,57;  $\text{Cu}$  — 0,07;  $\text{Pb}$  — 0,39;  $\text{Zn}$  — 0,17;  $\text{As}$  — 1,65;  $\text{Au}$  (усл. ед.) — 8,84. Кроме того, была испытана искусственная смесь, состоящая из равных навесок галенитового, сфалеритового, пиритового и халькопиритового концентратов.

Минеральный состав руды таков (%): пирит — 20, арсенопирит — 20, галенит + сфалерит — 10, кварц — 50. В виде примеси в ней содержится халькопирит, анкерит, хлорит и серицит. Золото в руде от тонкодисперсного до видимого.

В сульфидных концентратах величина золотин колеблется в пределах 1—7 мкм.

#### МЕТОДИКА И ХОД ЭКСПЕРИМЕНТА

Для опытов были приготовлены две фракции руды, пиритового и галенитового концентратов: 1) фракция — 0,5 + 0,25 мм и 2) фракция — 0,01 мм. Этим предполагалось выяснить влияние крупности испытуемых проб на выщелачивание из них золота бактериальными растворами. В остальных из перечисленных выше минеральных концентратов изучалась только фракция — 0,01 мм. Зависимость между количеством золота, переходящим в раствор в присутствии *Th. ferrooxidans*, и его содержанием в исходных продуктах исследовалась на пиритовых концентратах (пирит I и пирит II в иллюстрируемых таблицах). Во всех случаях навеска испытуемой пробы составляла 5 г.

Для приготовления бактериальных растворов был использован штамм *Th. ferrooxidans*, любезно представленный нам сотрудниками Института микробиологии и вирусологии АН КазССР. Исходная концентрация бактерий составляла  $10^6$  клеток в 1 мл, возраст их — двое суток. *Th. ferrooxidans* поддерживались в активном состоянии питательной средой разных составов.

№ 1. Среда 9 К: в 1 л дистиллированной воды 0,1 г KCl, 0,5 г  $\text{K}_2\text{HPO}_4$ , 0,01 г  $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$ , 0,5 г  $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ , 63 г соли Мора и 1,5 мл 10  $\text{H}_2\text{SO}_4$ .

№ 2. Та же среда, что и № 1, но без KCl. Ее использование мотивировалось исключением возможного влияния на растворимость золота. Известно, что ионы хлора в присутствии такого сильного окислителя, как железо, могут активно взаимодействовать с золотом, образуя его устойчивые комплексы.

Бактериальные растворы на питательной среде № 2 использовались во всех опытах; а на среде № 1 — только в опытах с пиритом, галенитом и рудой (фракции — 0,01 мм).

Контрольными растворами служили питательные среды № 1 и 2, а также дистиллированная вода.



Изменение во времени рН рабочих растворов

| Исследуемый материал                                                   | Сутки |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|------------------------------------------------------------------------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
|                                                                        | 1-е   | 2-е  | 3-й  | 4-е  | 5-е  | 6-е  | 7-е  | 8-е  | 9-е  | 10-е | 11-е |
| <i>Дистиллированная вода</i>                                           |       |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| Пирит II . . . . .                                                     | 4,52  | 4,50 | 4,15 | 5,54 | 3,02 | 3,67 | 3,00 | 3,45 | 3,67 | 3,50 | 3,15 |
| Галенит . . . . .                                                      | 5,55  | 5,50 | 5,35 | 6,35 | 4,70 | 5,02 | 5,12 | 4,88 | 4,92 | 4,91 | 4,85 |
| Сфалерит . . . . .                                                     | 5,94  | 5,70 | 5,55 | 6,53 | 5,25 | 5,23 | 5,30 | 5,48 | 5,32 | 5,34 | 5,35 |
| Руда . . . . .                                                         | 5,92  | 5,70 | 6,40 | 7,75 | 5,85 | 6,76 | 6,70 | 6,55 | 6,28 | 6,30 | 6,88 |
| <i>Раствор питательной среды № 1 (контрольный)</i>                     |       |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| Пирит . . . . .                                                        | 3,83  | 3,75 | 3,80 | 3,50 | 3,04 | 3,24 | 3,20 | 3,45 | 3,39 | 3,35 | 2,55 |
| Руда . . . . .                                                         | 5,83  | 5,70 | 5,80 | 5,87 | 5,09 | 5,24 | 5,22 | 4,76 | 4,67 | 4,70 | 4,38 |
| <i>Бактериальный раствор на основе питательной среды № 1 (рабочий)</i> |       |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| Пирит II . . . . .                                                     | 2,50  | 2,20 | 2,23 | 2,57 | 1,20 | 1,45 | 1,23 | 1,04 | 1,80 | 1,70 | 0,76 |
| Галенит . . . . .                                                      | 2,75  | 2,70 | 2,45 | 2,32 | 1,34 | 1,60 | 1,31 | 1,25 | 1,45 | 1,38 | 0,92 |
| Руда . . . . .                                                         | 2,70  | 2,70 | 2,42 | 2,67 | 1,29 | 1,55 | 1,24 | 1,19 | 1,25 | 1,20 | 0,88 |
| <i>Раствор питательной среды № 2 (без KCl) (контрольный)</i>           |       |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| Пирит I . . . . .                                                      | 2,27  | 2,40 | 2,10 | 2,46 | 1,02 | 1,24 | 1,25 | 1,40 | 1,27 | 1,07 | 0,93 |
| Пирит II . . . . .                                                     | 2,32  | 2,45 | 2,08 | 2,57 | 1,04 | 1,15 | 1,10 | 0,95 | 0,89 | 0,83 | 0,70 |
| Галенит . . . . .                                                      | 2,41  | 2,45 | 2,15 | 2,57 | 1,28 | 1,32 | 1,30 | 1,43 | 1,60 | 1,40 | 0,93 |
| Сфалерит . . . . .                                                     | 2,46  | 2,50 | 2,16 | 2,51 | 1,10 | 1,30 | 1,30 | 1,32 | 1,57 | 1,40 | 0,89 |
| Халькопирит . . . . .                                                  | 2,27  | 2,40 | 1,97 | 2,48 | 1,25 | 1,22 | 1,25 | 1,31 | 1,51 | 1,33 | 0,89 |
| Марказит . . . . .                                                     | 2,09  | 2,10 | 1,96 | 2,47 | 1,17 | 1,20 | 1,18 | 1,25 | 1,15 | 1,00 | 0,90 |

|                                                                          |      |      |      |         |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|--------------------------------------------------------------------------|------|------|------|---------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Ковеллин, халькозин . . . . .                                            | 2,50 | 2,50 | 2,30 | 2,58    | 1,15 | 1,12 | 1,30 | 1,45 | 1,67 | 1,43 | 1,05 | 1,02 | 1,05 | 1,10 |
| Равновесная смесь халькопирита + сфалерита + галенита + пирита . . . . . | 2,40 | 2,50 | 2,13 | 2,52    | 1,20 | 1,23 | 1,20 | 1,00 | 0,99 | 0,94 | 0,87 | 1,00 | 0,89 | 0,92 |
| Руда тонкая . . . . .                                                    | 2,58 | 3,60 | 2,50 | 2,63    | 1,36 | 1,38 | 1,33 | 1,10 | 1,15 | 1,05 | 0,98 | 1,12 | 1,13 | 1,15 |
| <i>Бактериальный раствор на основе питательной среды № 2 (рабочий)</i>   |      |      |      |         |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| Пирит I . . . . .                                                        | 2,49 | 2,50 | 2,38 | 2,54    | 1,29 | 1,39 | 1,32 | 1,00 | 1,31 | 1,17 | 0,74 | 0,94 | 0,82 | 0,90 |
| Пирит II . . . . .                                                       | 2,44 | 2,50 | 2,32 | 2,51    | 1,25 | 1,35 | 1,30 | 0,91 | 0,96 | 0,80 | 0,63 | 1,00 | 0,76 | 0,90 |
| Галенит . . . . .                                                        | 2,56 | 2,60 | 2,49 | 2,66    | 1,50 | 1,58 | 1,49 | 1,12 | 1,19 | 0,96 | 0,85 | 1,01 | 0,88 | 0,90 |
| Сфалерит . . . . .                                                       | 2,57 | 2,60 | 2,41 | 2,56    | 1,35 | 1,45 | 1,37 | 1,02 | 1,10 | 0,97 | 0,80 | 0,98 | 0,89 | 0,92 |
| Халькопирит . . . . .                                                    | 2,42 | 2,35 | 2,33 | Не опр. | 1,32 | 1,41 | 1,37 | 1,09 | 1,16 | 0,99 | 0,65 | 0,85 | 0,84 | 0,87 |
| Марказит . . . . .                                                       | 2,36 | 2,40 | 2,30 | 2,60    | 1,34 | 1,43 | 1,38 | 0,99 | 0,90 | 1,82 | 0,78 | 0,95 | 0,83 | 0,82 |
| Ковеллин, халькозин . . . . .                                            | 2,52 | 2,60 | 2,43 | 2,87    | 1,68 | 1,70 | 1,60 | 1,30 | 1,27 | 1,13 | 0,95 | 1,04 | 0,96 | 0,91 |
| Равновесная смесь халькопирита + сфалерита + галенита + пирита . . . . . | 2,48 | 2,50 | 2,38 | 2,62    | 1,39 | 1,42 | 1,36 | 1,10 | 1,25 | 1,15 | 0,78 | 0,89 | 0,80 | 0,82 |
| Руда тонкая . . . . .                                                    | 2,65 | 2,65 | 2,45 | 2,75    | 1,41 | 1,44 | 1,39 | 1,20 | 1,35 | 1,15 | 0,77 | 0,96 | 0,85 | 0,87 |
| Руда крупная . . . . .                                                   | 2,72 | 2,70 | 2,55 | 2,78    | 1,45 | 1,51 | 1,43 | 1,13 | 1,08 | 0,93 | 0,81 | 1,02 | 0,87 | 0,85 |
| Галенит крупный . . . . .                                                | 2,56 | 2,60 | 2,57 | 2,73    | 2,12 | 1,52 | 1,44 | 1,15 | 1,22 | 0,99 | 0,86 | 1,07 | 0,89 | 0,90 |
| Пирит крупный . . . . .                                                  | 2,52 | 2,70 | 2,48 | 2,72    | 1,21 | 1,46 | 1,40 | 1,02 | 1,17 | 1,00 | 0,75 | 1,05 | 0,86 | 0,92 |



В бактериальных и контрольных опытах продолжительностью 14 сут растворы объемом 500 мл пропускались через исследуемое минеральное вещество, помещенное в делительную воронку с фильтром «синяя лента». Растворы в воронки заливались с периодичностью, обеспечивающей непрерывное их просачивание через навеску проб в течение 15 ч. Остальное время суток пробы находились в воздушной среде. Такой режим эксперимента в некотором приближении имитировал процессы окисления сульфидных руд в условиях природного периодического увлажнения.

Ежедневно замерялись рН и Eh исходных и пропущенных через минеральное вещество растворов (табл. 2, 3). Во всех растворах со временем в общем происходило увеличение Eh и понижение рН. В исходных растворах особенно заметны изменения этих параметров в промежутках времени между 4—5 и 10—11-ми сут. Первый сдвиг, по-видимому, связан с началом окисления двухвалентного железа питательных сред, второй — с гидролизом их солей. В рабочих растворах сохранился сдвиг лишь между 4—5-ми сут. При фильтрации через сульфиды дистиллированной воды ее рН от взаимодействия с пиритом изменялся в пределах 5,54—3,00, а Eh = 500—735 мВ; с галенитом — рН колебался от 6,35 до 3,80, Eh = 470—625 мВ; сфалеритом — рН = 6,53—3,66, Eh = 450—635 мВ и с рудой — рН = 7,75—5,70 и Eh = 350—530 мВ. Влияние сульфидов существенно сказывалось на окислительно-восстановительных и кислотных свойствах растворов с *Th. ferrooxidans* (см. табл. 3).

В течение эксперимента существенно замедлялась скорость фильтрации рабочих растворов. В 1-е сут все растворы фильтровались с одинаковой скоростью (1 кап/с), остающейся до конца постоянной в опытах с дистиллированной водой. Наиболее существенные изменения скорости были при пропускании через сульфиды бактериальных растворов на основе питательной среды без KCl, что косвенно свидетельствует об их повышенной агрессивности. Уже на 2-е сут значительно замедлилась их фильтрация через халькопирит, руду и равновесную минеральную смесь. На следующие сутки резко уменьшилась фильтрация через другие минералы меди — ковеллин и халькозин. К концу 3-х сут замедлилась фильтрация через сфалерит, 4-х — через галенит (0,01 мм), 6-х — через галенит (0,5 + 0,25 мм). Изменения в скорости фильтрации в опытах с пиритом и марказитом зафиксированы в середине 9-х сут. На 11-е сут практически прекратилось просачивание растворов во всех опытах с минералами, представленными фракцией — 0,01 мм. Поэтому на 14-е сут эксперимент был прекращен.

В контрольных опытах с растворами без KCl снижение скорости фильтрации отмечено лишь для сфалерита и тонкой фракции руды.

При действии на сульфиды *Th. ferrooxidans*, выращенных на среде без KCl, кроме уменьшения скорости фильтрации наблюдалось изменение окраски минералов. Это обусловлено развитием лимонита. На 3-и сут интенсивная лимонитизация была проявлена в крупных фракциях руды и галенита, в тонких фракциях руды, ковеллина и халькозина. К концу суток лимонит появился в тонкой фракции галенита. На 4-е сут он был обнаружен в халькопирите, равновесной минеральной смеси и в крупной фракции пирита, на 5-е — в сфалерите. Появление лимонита в марказитовом концентрате зафиксировано на 8-е сут, а в пиритовом — на 11-е.

В контрольных опытах с применением растворов без KCl к концу эксперимента образовался лимонит сначала в концентратах сфалерита, затем галенита и пирита.

Таким образом, за 14 сут практически прекратилась фильтрация через сульфиды бактериальных растворов на основе питательной среды без KCl. Во всех испытуемых сульфидах появился лимонит. С учетом времени возникновения и интенсивности развития лимонита, а также уменьшения скорости фильтрации растворов через сульфиды, можно наметить следующие

при возрастающий ряд устойчивости исследуемых минералов к воздействию тионовых бактерий: ковеллин, халькозин — галенит-халькопирит — сфалерит — марказит — пирит. Этот ряд сходен с таковым для сульфидов, окисляющихся под действием электрохимических процессов (Свешников, 1961). Как и при электрохимических реакциях, в смеси сульфидов бактериальное воздействие сказывается более интенсивно, чем в мономинеральных концентрациях.

Из фильтратов бактериальных и соответствующих им контрольных растворов с течением времени выпадал осадок, прочно прилипающий к стенкам приемных стеклянных стаканов. Он анализировался Р. Д. Мельниковой на золото нейтронно-активационным методом, чувствительность которого  $10^{-10}$  г и воспроизводимость  $\pm 15\%$ . В фильтратах и во всех исходных растворителях золото определялось В. Г. Цимбалист спектрохимическим методом, чувствительность которого 0,001 мкг/л и воспроизводимость  $\pm 25\%$ . Кроме золота в жидкой фазе Л. А. Непенной определялись свободный кислород, окисляемость, закисное железо, а также металлы сульфидов (свинец — в выщелатах галенита, цинк — сфалерита, медь — халькопирита, ковеллина, халькозина; медь, свинец и цинк — в фильтратах руды и равновесной минеральной смеси) (табл. 4—7).

Таблица 4

Содержание золота (мкг/л) и других элементов (мг/л) в дистиллированной воде, профильтрованной через сульфиды

| Исследуемый материал            | Au     | Cu      | Pb      | Zn   | Fe <sup>2+</sup> | O <sub>2</sub> | Окисляемость | pH   |
|---------------------------------|--------|---------|---------|------|------------------|----------------|--------------|------|
| Пирит II . . . . .              | 0,256  |         |         |      | 0,022            | 12,58          | 3,20         | 4,02 |
| Галенит . . . . .               | 0,502  |         | 10,96   |      | Не обн.          | 10,88          | 5,68         | 5,70 |
| Сфалерит . . . . .              | 0,065  |         |         | 8,58 | »                | 15,82          | 8,80         | 5,70 |
| Руда . . . . .                  | 0,093  | Не обн. | Не обн. | 0,18 | »                | 9,70           | 5,60         | 7,30 |
| Дистиллированная вода . . . . . | 0,0004 | 0,005   | »       | 0,10 | »                | 9,51           | 0,80         | 5,30 |

Примечание. Чувствительность определения меди и цинка — 0,03 мг/л, свинца — 0,07 мг/л.

Таблица 5

Содержание золота (мкг/л) и других элементов (мг/л) в опытных и контрольных фильтратах (питательная среда № 1)

| Элемент          | Пирит II |         | Галенит |         | Руда    |       | Исходный раствор |         |
|------------------|----------|---------|---------|---------|---------|-------|------------------|---------|
|                  | Б        | К       | Б       | К       | Б       | К     | Б                | К       |
| Au               | 0,193    | 0,075   | 0,089   | 0,184   | 0,062   | 0,103 | 0,184            | 0,034   |
| Cu               |          |         |         |         | 0,500   | 0,005 | 0,005            | 0,005   |
| Pb               |          |         | 0,210   | 0,090   | 0,330   | 0,110 | Не обн.          | Не обн. |
| Zn               |          |         | 18,870  | 2,170   | 270,700 | 0,260 | 0,100            | 0,050   |
| Fe <sup>2+</sup> | 0,742    | Не обн. | 1,715   | Не обн. | 1,720   | 0,006 | Не обн.          | 9,890   |
| O <sub>2</sub>   | Не опр.  | 12,060  | Не опр. | 9,910   | Не опр. | 7,750 | Не опр.          | Не опр. |
| pH               | 2,350    | 4,100   | 2,750   | 4,400   | 2,600   | 6,150 | 2,720            | 4,830   |
| Окисляемость     | 7,200    | 3,200   | 7,000   | 3,100   | 8,800   | 1,600 | 2,400            | Не обн. |

Примечание. Б — бактериальный, К — контрольный растворы на основе питательной среды № 1 (с KCl).



Таблица 6  
Содержание золота (мкг/л) и других элементов (мкг/л) в бактериальных контрольных фильтрах (питательная среда № 2 без KCl)

| Исследуемый материал                                           | Au, г/г | Раствор с <i>Th. ferrooxidans</i> |       |      |        |                  |                 | Питательная среда без KCl |       |       |      |       |                  |                 |      |
|----------------------------------------------------------------|---------|-----------------------------------|-------|------|--------|------------------|-----------------|---------------------------|-------|-------|------|-------|------------------|-----------------|------|
|                                                                |         | Au                                | Cu    | Pb   | Zn     | Fe <sup>2+</sup> | Окислительность | pH                        | Au    | Cu    | Pb   | Zn    | Fe <sup>2+</sup> | Окислительность | pH   |
| Пирит I . . . . .                                              | 7,50    | 0,401                             | 3,56  |      |        | 3,203            | 10,40           | 2,35                      | 0,314 |       |      |       | 7,762            | 3,20            | 2,50 |
| Пирит II . . . . .                                             | 2,10    | 0,080                             | 3,30  |      |        | 2,667            | 26,40           | 2,40                      | 0,279 |       |      |       | 8,733            | 5,60            | 2,45 |
| Пирит II (крупная фракция) . . . . .                           | 2,10    | 0,796                             |       |      |        | 3,404            | 8,80            | 2,35                      | 0,800 |       |      |       | 8,250            | 5,60            | 2,50 |
| Галенит . . . . .                                              | 4,50    | 0,157                             |       | 1,73 | 7,36   | 3,471            | 8,80            | 2,45                      | 0,139 |       | 1,17 |       |                  |                 | 2,55 |
| Галенит (крупная фракция) . . . . .                            | 4,50    | 0,633                             |       | 0,30 |        | 3,370            | 13,60           | 2,60                      | 0,650 |       |      |       |                  |                 | 2,65 |
| Сфалерит . . . . .                                             | 17,00   | 0,985                             |       |      | 198,33 | 2,879            | 13,60           | 2,41                      | 0,045 |       |      | 21,95 | 8,167            | 4,00            | 2,22 |
| Халькопирит . . . . .                                          | 5,30    | 0,373                             | 180,0 |      |        |                  |                 |                           | 0,106 | 120,0 |      |       |                  |                 |      |
| Марказит . . . . .                                             | 32,00   | 0,653                             |       |      |        | 3,672            | 12,00           | 2,68                      | 0,049 |       |      |       | 8,365            | 2,40            | 2,40 |
| Ковеллин халькозин                                             | 5,00    | 0,251                             | 561,0 |      |        |                  |                 |                           | 0,324 | 486,0 |      |       | 8,802            | 8,00            | 2,50 |
| Равновесная смесь халькопирита, сфалерита, галенита, пирита II | 7,20    | 0,040                             |       |      |        |                  |                 |                           | 0,097 |       |      |       |                  |                 |      |
| Руда . . . . .                                                 | 7,08    | 0,040                             | 0,83  | 0,33 | 255,3  | 3,019            | 4,00            | 2,65                      | 0,049 | 0,35  | 0,65 | 47,00 | 8,097            | Не опр.         | 2,68 |
| Руда (крупная фракция)                                         | 7,08    | 0,178                             | 0,50  | 0,33 | 209,0  | 2,868            | 8,80            | 2,55                      | 0,185 |       |      |       |                  |                 | 2,68 |
| Исходный раствор . . . . .                                     |         | 0,102                             | 0,25  | 0,20 | 0,60   | 0,006            | 11,20           | 2,50                      | 0,088 | 0,30  | 0,50 | 0,82  | 6,86             | 4,80            | 2,42 |

Таблица 7  
Содержание золота в твердой фазе выщелата, мг/г

| Исследуемый материал                                                     | I      | II    | III    | IV     |
|--------------------------------------------------------------------------|--------|-------|--------|--------|
| Пирит I . . . . .                                                        |        |       | 39,20  | 8,70   |
| Пирит II . . . . .                                                       | 65,10  | 29,40 | 25,10  | 19,70  |
| Пирит (крупная фракция) . . . . .                                        |        |       | 2,75   | 1,45   |
| Галенит . . . . .                                                        | 57,10  | 12,20 | 20,30  | 9,80   |
| Галенит (крупная фракция) . . . . .                                      |        |       | 15,82  | 6,10   |
| Сфалерит . . . . .                                                       | 433,52 | 15,32 | 349,50 | 3,85   |
| Халькопирит . . . . .                                                    |        |       | 95,20  | 5,10   |
| Марказит . . . . .                                                       |        |       | 86,50  | 123,70 |
| Ковеллин, халькозин . . . . .                                            |        |       | 27,30  | 12,90  |
| Равновесная смесь халькопирита + сфалерита + галенита + пирита . . . . . |        |       | 12,30  | 7,50   |
| Руда . . . . .                                                           | 230,60 | 11,60 | 10,75  | 87,30  |
| Руда (крупная фракция) . . . . .                                         |        |       | 65,10  | 27,44  |

Примечание. I — твердая фаза, выпавшая из контрольных растворов на основе питательной среды № 1 (KCl); II — то же, но с *Th. ferrooxidans*; III — твердая фаза, выпавшая из контрольных растворов на основе питательной среды № 2 (без KCl); IV — то же, но с *Th. ferrooxidans*.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Высокая чувствительность аналитических методов позволила обнаружить золото во всех продуктах опыта, включая дистиллированную воду (0,0004 мкг/л).

В фильтрах, полученных при пропускании через сульфиды дистиллированной воды, наиболее высокое содержание золота установлено в опытах с галенитом, минимальное — со сфалеритом (см. табл. 4). При этом pH водной вытяжки, содержащейся в ней свободный кислород, закисное железо и органическое вещество не влияют на количество золота, извлеченного водой из сульфидов. Совместно с золотом в водный раствор переходят цветные металлы, а в опытах с галенитом — еще и сульфат-ион (14,45 мг/л). Из водных фильтратов твердый осадок не выпадал. Не обнаружено и продуктов окисления исследуемых сульфидов. Это дает основание полагать, что золото в фильтрат поступало благодаря химическому растворению его минералов-носителей.

Бактериальный раствор на основе питательной среды № 1 (с KCl), как и сама питательная среда, не способствует растворению золота сульфидов. Из данных табл. 4 и 5 видно, что эти растворы после пропускания через минеральное вещество содержат его даже меньше, чем дистиллированная вода. Более того, в опытах с галенитом и рудой золото, наоборот, поглощается минеральным веществом из исходных бактериальных растворов, в то время как цветные металлы, особенно цинк и железо, наоборот, выщелачиваются ими.

Бактериальный раствор на основе питательной среды № 2 (без KCl) также не благоприятствует переходу золота в подвижное состояние. Из 12 пар опытов лишь в четырех (опыты со сфалеритом, марказитом, отчасти халькопиритом и пиритом I) установлено, что содержание золота в растворах с *Th. ferrooxidans* выше, чем в контрольных (см. табл. 6). Во всех остальных случаях наблюдается обратное количественное соотношение растворенного золота. В отличие от золота медь, свинец и цинк весьма активно переходят в жидкую фазу.

На рис. 1 результаты анализов по золоту, обнаруженному в бактериальных и контрольных рабочих растворах, нанесены с вычетом его содержания в исходных растворах (см. табл. 4—6). Он отчетливо иллюстрирует, что бактериальные растворы на основе сред № 1 и 2, пропущенные



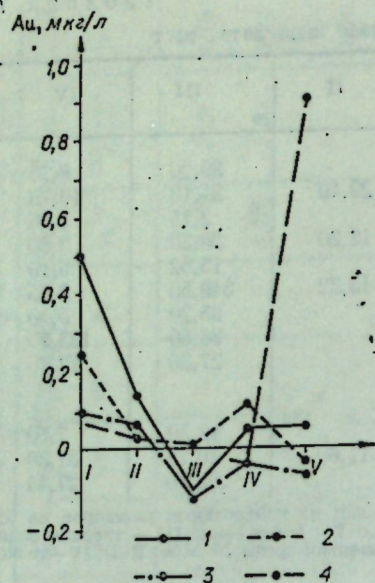


Рис. 1. Содержание золота в растворах, пропущенных через галенит (1), пирит (2), руду (3) и сфалерит (4).

Фильтраты: I — дистиллированной воды; II — питательной среды № 1 (с KCl); III — бактериального раствора на основе питательной среды № 1; IV — питательной среды № 2 (без KCl); V — бактериального раствора на основе питательной среды № 2.

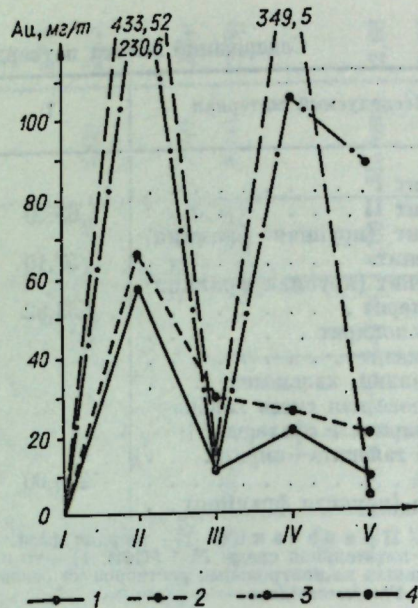


Рис. 2. Содержание золота в осадках, выпавших из фильтратов галенита (1), пирита (2), руды (3) и сфалерита (4).

I — фильтрат дистиллированной воды (осадка нет); осадок фильтратов: II — питательной среды № 1 (с KCl); III — бактериального раствора на основе питательной среды № 1; IV — питательной среды № 2; V — бактериального раствора на основе питательной среды № 2.

через пирит, руду и галенит, содержат золота меньше, чем соответствующие им контрольные растворы, а те в свою очередь меньше, чем вода.

Химическая сущность процесса окисления сульфидов с участием *Th. ferrooxidans* сводится к окислению  $Fe^{2+}$  в  $Fe^{3+}$  по реакции:  $2FeSO_4 + H_2SO_4 + 1/2O_2 = Fe_2(SO_4)_3 + H_2O$  (*Th. ferrooxidans*).

Сульфат окисного железа ускоряет процесс окисления сульфидов по общезвестной реакции:  $MeS + Fe_2(SO_4)_3 = MeSO_4 + 2FeSO_4 + S^0$ .

Металлы сульфидов переводятся в раствор, сульфат закисного железа служит дополнительным источником энергии существования *Th. ferrooxidans*, а сера выпадает в осадок. В результате гидролиза растворов  $Fe_2(SO_4)_3$  переходит в  $Fe(OH)_3$ , который, накапливаясь совместно с  $S^0$  в испытуемых сульфидах, затруднил в опытах фильтрацию бактериальных растворов.

Как отмечалось ранее, с течением времени выпадал осадок и из фильтратов. Вместе с ним осаждалось золото. Во всех случаях концентрация его в осадках, выпавших из контрольных растворов, в несколько раз выше, чем в осадках из соответствующих бактериальных растворов (табл. 7, рис. 2).

Таким образом, и в рабочих растворах, и в выпавших из них осадках *Th. ferrooxidans* не играл существенной роли в накоплении и миграции золота. В растворах наибольшие его концентрации установлены при действии на золотоносные сульфиды дистиллированной воды, а в осадках — выщелачивателей при действии на них контрольных растворов на основе питательной среды № 1 (с KCl).

На основании проведенных экспериментов можно сделать вывод, что хемоавтотрофные тионовые бактерии, являясь господствующими микроорганизмами в гипергенной зоне золотосульфидных месторождений, не оказывают существенного влияния на перераспределение золота в про-

цессе окисления сульфидов. Они, активно разрушая сульфиды как катализаторы, повышают подвижность халькофильных элементов. Золото накапливается в остаточных продуктах окисления.

В заключение отметим, что результаты наших экспериментов согласуются с данными М. Р. Камалова и др., (1973) по бактериальному выщелачиванию железа и мышьяка из концентрата золотосодержащих руд. В Московском институте стали и сплавов разработана технологическая схема бактериального удаления мышьяка из золотых и оловянно-медных мышьяковых продуктов, что позволяет обогащать их золотом и оловом (Полькин и др., 1970, 1973; Полькин, Лаптев, 1974). Установленная нами низкая подвижность золота в процессе бактериального выщелачивания галенита, халькопирита, пирита и других сульфидов может иметь важное практическое значение. Можно совершенствовать технологию обогащения бедных золотых руд не только арсенопиритового состава, но и других золотосульфидных руд минерализованных зон. Золото при бактериальном выщелачивании концентрируется в остаточных продуктах.

Однако данный вывод распространяется пока лишь на руды с рядовыми содержаниями золота. При ураганных его концентрациях в рудах *Th. ferrooxidans*, видимо, могут повышать подвижность золота, как в опытах В. К. Бернатониса и В. К. Черепинина, а также в наших опытах со сфалеритом, марказитом и пиритом с разными содержаниями благородного металла (см. табл. 6). Возможно, существует концентрационный геохимический барьер, контролирующий способность *Th. ferrooxidans* переводить золото в раствор при бактериальном окислении золотосульфидных руд. Этот вопрос требует дальнейшей разработки.

Авторы благодарны Н. В. Резникову и Ю. И. Березикову за помощь при проведении экспериментов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Иванов М. В., Ляликова Н. Н., Кузнецов С. И. Роль тионовых бактерий в выветривании горных пород и сульфидных руд. — «Известия АН СССР. Серия биология», 1958, № 2, с. 183—191.
- Камалов М. Р., Каравайко Г. И., Илалетдинов А. Н., Абдрашитова С. А. Роль *Th. ferrooxidans* в выщелачивании мышьяка из концентрата углистых золотосодержащих руд. — «Известия АН КазССР. Серия биология», 1973, № 1, с. 37—44.
- Каравайко Г. И. Микроорганизмы рудных месторождений, их физиология и использование в гидрометаллургии. Автореф. докт. дис. М., 1972. 51 с.
- Каравайко Г. И., Кузнецов С. И., Голомзин А. И. Роль микроорганизмов в выщелачивании металлов из руд. М., «Наука», 1972. 248 с.
- Крамаренко Л. Е. Бактериальные биоценозы в подземных водах некоторых полезных ископаемых и их геологическое значение. — «Микробиология», 1962, т. 31, вып. 4, с. 694—701.
- Ляликова Н. Н. Окисление антимонита новой культурой тионовых бактерий. — «Докл. АН СССР», 1967, т. 176, № 6, с. 1432—1434.
- Ляликова Н. Н., Шлаин Л. Б. Образование сепармонита под действием бактерий. — «Докл. АН СССР», 1969, т. 184, № 6, с. 1419—1422.
- Ляликова Н. Н., Шлаин Л. Б., Трофимов В. Г. Образование минералов пентавалентной сурьмы под действием бактерий. — «Известия АН СССР. Серия биология», 1974, № 3, с. 440—444.
- Маркосян Р. Е. Новая железобактерия — *Lertospirillum ferrooxidans* nov. gen. nov. sp. — «Биол. журнал Армении», 1972, т. 25, № 2, с. 26—29.
- Полькин С. И., Лаптев С. С. Обогащение оловянных руд и россыпей. М., «Недра», 1974. 478 с.
- Полькин С. И., Юдина Н. Н., Панин В. В. Исследование метода бактериального выщелачивания при переработке упорных арсенопиритных золотосодержащих концентратов. — «Цветная металлургия», 1970, № 22, с. 15—17.
- Полькин С. И., Юдина Н. Н., Панин В. В., Ким Д. Х. К вопросу о бактериальном выщелачивании мышьяка из арсенопиритного золотосодержащего концентрата в плотных пульпах. — «Труды ЦНИГРИ», 1973, вып. 107, с. 36—41.
- Свешников Г. Б. О факторах, определяющих возникновение электрического поля на сульфидных месторождениях. — В кн.: Вопросы рудной геофизики. Вып. 2. Л., Изд-во ЛГУ, 1961.



Butlin K. R., Postage J. R. Microbiological formation of sulphide and sulphur.— «Sumposium metabolisme microbica». Roma, 1953, p. 127—142.  
 Leathen W. W., Bralay S. A. and MacInture L. D. The role of acid from certain sulphurites constituents associated with bituminous coal. I. Thiobacillus thiooxidans.— «Appl. Microbiol.», 1958, v. 1, № 2, p. 61—63.  
 Sutton J. A., Corrick J. D. Microbial leaching of copper minerals.— «Min. Engineering», 1963, v. 15, № 6, p. 37—40.

Г. В. НЕСТЕРЕНКО

## О СПОСОБАХ КОНЦЕНТРАЦИИ ЗОЛОТА В РОССЫПЯХ

Процессы концентрации золота очень часто в благоприятных условиях приводят к возникновению россыпных месторождений, во многом определяя особенности их размещения и строения. Этим обуславливается большое их значение и целесообразность самостоятельного рассмотрения, тем более, что несмотря на довольно длительную историю изучения россыпей, многие стороны механизма концентрации в них полезных минералов остаются недостаточно выясненными. Среди золотоносных россыпей и по распространенности и по значению резко преобладает аллювиальный тип. Меньшее значение имеют прибрежно-морские россыпи. Поскольку эти типы во многом отличны друг от друга, рассмотрим механизм формирования концентраций золота отдельно в каждом из них.

### КОНЦЕНТРАЦИЯ ЗОЛОТА В АЛЛЮВИИ

Россыпные концентрации золота в аллювии по способу их формирования и ряду других признаков четко разделяются на две крупные группы: «пластовые» и «косовые» (Яворовский, 1896; Флеров, 1937; Вилибин, 1938, 1955). Это теснейшим образом связано с различным поведением в речном потоке относительно крупного «пластового» и тонкого «косового» металла.

«Пластовое» золото отличается наименьшей среди всех россыпеобразующих минералов подвижностью. О его слабой подвижности свидетельствуют такие факты, как отсутствие или незначительное горизонтальное смещение контуров россыпей при их перемыве и перераспределении золота на более низкие уровни, а также пространственная близость долинных россыпей к питающим источникам, не превышающая в ряде случаев сотен метров (рис. 1). Напротив, тонкое, особенно чешуйчатое золото мельче 0,25—0,15 мм обладает очень высокой подвижностью, что обусловлено способностью переноситься во взвешенном и полувзвешенном (сальтации) состоянии. Промежуточное между «пластовым» и «косовым» золото, которое имело бы среднюю подвижность, по всей вероятности, не характерно. Это связано, прежде всего, с очень большим удельным весом золота, превышающим в воде удельный вес кварца более чем в 10 раз. Кроме того, перемещаясь с влекомым обломочным материалом, такое золото должно быстро истираться, давая тонкочешуйчатое косовое золото, на что обращал внимание Ю. А. Вилибин (1938).

Среди «пластового» золота принято выделять «пассивные», практически не перемещаемые, и «активные», слабо перемещаемые фракции (Хрипков, 1958; Шило, 1956; Карташов, 1972 и др.). Граница между ними непостоянная и достаточно условная. Размер «активных» фракций, по мнению А. В. Хрипкова, может достигать 2—3 мм, хотя в отдельных россыпях фракции золота мельче 1 мм могут играть роль «пассивных». Подвиж-

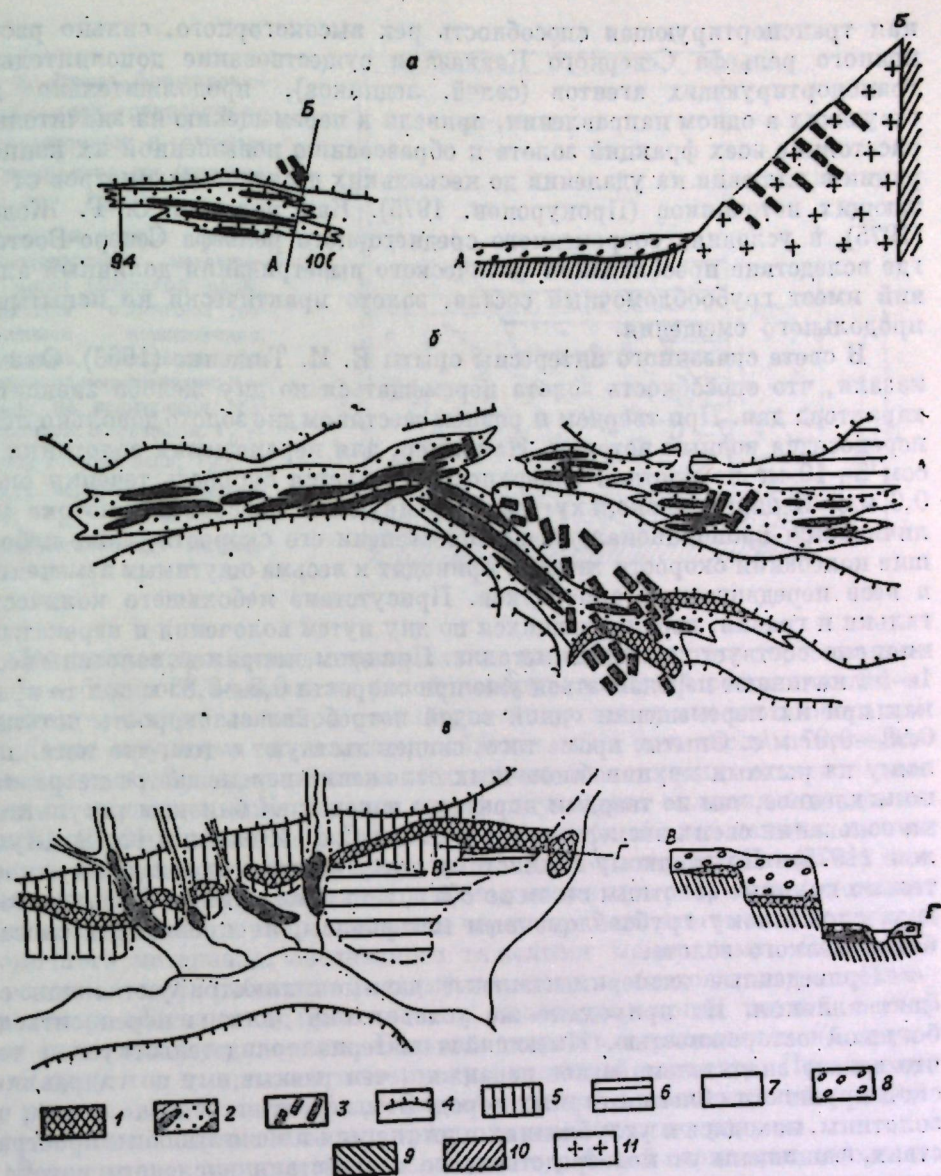


Рис. 1. Примеры малого продольного смещения золота при размыве коренного источника (а и б) и террасовых россыпей (в). а — по В. П. Самусикову (1975), б — по Г. В. Нестеренко и др. (1973), в — по П. П. Богомякову (1970), с упрощениями. 1 — террасовые россыпи; 2 — долинные россыпи и обогащенные струи внутри них; 3 — рудные жилы; 4 — борт долины; 5 — 40-метровая терраса (на «а»); 6 — 20-метровая (на «а») и 10-метровая («б») террасы; 7 — пойма и низкая аккумулятивная терраса; 8 — аллювий; 9 — коренные породы (нерасчлененные); 10 — осадочные породы; 11 — гранитоиды.

ность золотинок, особенно средних классов (0,5—3,0 мм), с их уплощенностью возрастает, а гидравлическая крупность понижается. Например, пластинчатые золотины диаметром 3,1 мм и толщиной 0,15 мм (т. е. с коэффициентом уплощенности 18) будут иметь, по данным М. И. Львович (1938), ту же гидравлическую крупность, равную 20 см/с (и ту же подвижность), что и изометричное зерно кварца такого же диаметра. Поэтому в ряде случаев толщина золотинок более показательна, чем их диаметр (Трушков и др., 1975; Изабеков, 1974).

Существенное влияние на подвижность свободного золота оказывают и такие «внешние» факторы, как продольный уклон коренного ложа, сила и глинистость потока, характер плотика и др. В частности, повышен-



ная транспортирующая способность рек высокогорного, сильно расчлененного рельефа Северного Кавказа и существование дополнительных транспортирующих агентов (селей, ледников), продолжительно действующих в одном направлении, привели к перемещению на значительное расстояние всех фракций золота и образованию повышенной их концентрации в аллювии на удалении до нескольких десятков километров от питающих источников (Прокуронов, 1975). Как полагает С. Г. Желнин (1975), в условиях современного среднегорного рельефа Северо-Востока, где вследствие преобладания физического выветривания долинный аллювий имеет грубообломочный состав, золото практически не испытывает продольного смещения.

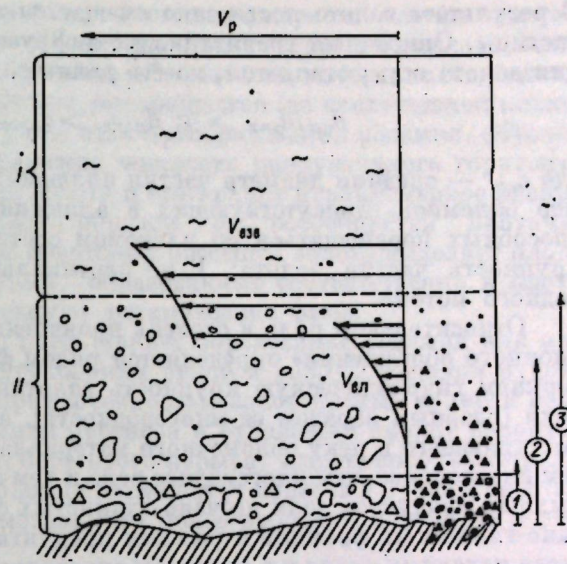
В свете сказанного интересны опыты Е. И. Тищенко (1966). Они показали, что способность золота перемещаться по дну желоба зависит от характера дна. При твердом и ровном жестяном дне золото довольно легко переносится водным потоком. Например, для перемещения золотишки весом 8—10 мг по плотной поверхности требуется скорость течения около 0,6 м/с. И далее, поскольку транспортирующая способность потока увеличивается пропорционально, шестой степени его скорости, даже небольшие колебания скорости течения приводят к весьма ощутимым изменениям в весе передвигаемых самородков. Присутствие небольшого количества гальки и гравия, перемещающихся по дну путем волочения и перекатывания, способствует движению металла. При этом, например, золотины весом 1—5 г начинают передвигаться уже при скорости 0,8—0,85 м/с, в то время как при их перемещении одной водой потребовалась бы скорость потока в 0,93—0,97 м/с. Опыты, кроме того, свидетельствуют о том, что металл по ложу из рыхлых крупнообломочных отложений перемещается несравненно медленнее, чем по твердым коренным породам. К близким результатам на основании своих экспериментов пришли С. Г. Желнин и Ю. В. Шумилов (1975). По гладкому глинистому ложу передвигаются даже относительно крупные золотины весом до 3,5 г, в то время как по шероховатому дну, сложенному грубообломочным материалом, не происходит сноса и более мелкого золота.

Приведенные экспериментальные данные иллюстрируют лишь сам факт влияния. На природные же условия они должны переноситься с большой осторожностью. Имеющийся материал свидетельствует о том, что золото значительно менее подвижно, чем равные ему по гидравлической крупности обломки горных пород. Это, вероятно, связано, с тем, что золотины, находясь в углублениях плотика или в межглыбовых пространствах, защищены от непосредственного воздействия руслового потока и могут испытывать его лишь в отдельные моменты, главным образом в стадии глубинной эрозии. Значительно легче золото транспортируется, будучи связанным в кварце и других рудных обломках, а также в глинистых комьях и катышках.

«Пластовые» и «косовые» россыпи, как правило, удалены от источника на неодинаковое расстояние. И. П. Карташов, считая, что пластовые россыпи всегда располагаются вблизи источников питания, непосредственно от которых они начинаются, а косовые всегда удалены от питающих источников на более или менее значительное расстояние, предлагает называть их соответственно автохтонными и аллохтонными россыпями. Принимая это как правило, из которого, однако, есть немало исключений, мы полагаем, что более существенно в данном случае то, что механизмы формирования обоих типов россыпных концентраций принципиально различны: первые по этому признаку можно назвать россыпями остаточной (и отстающей) гравитационной концентрации, а вторые — россыпями шлиховой косовой концентрации. Внутри каждого типа имеются многочисленные разновидности, порой существенно отличающиеся одна от другой, однако эти различия не столь резки и принципиальны, как различия между типами.

Рис. 2. Схема формирования россыпей гравитационной остаточной и отстающей концентрации (пластовых).

I — русловый водный поток; II — подрусловый механический поток (активный слой). 1 — россыпь остаточной гравитационной концентрации; 2 — россыпь отстающей гравитационной концентрации; 3 — россыпь, не испытывавшая гравитационного обогащения.  $V_p$  — скорость течения реки;  $V_{взв}$  — скорость переноса взвешенных частиц;  $V_{вл}$  — скорость передвижения влекомых обломков.



Концентрация золота в первом случае идет в результате двух процессов: 1 — быстрого вымывания рекой песчано-глинистой составляющей и удаления ее в виде взвесей, в результате чего остающаяся часть обогащается более крупными и тяжелыми обломками, в том числе полезными компонентами; 2 — сравнительно медленного накопления относительно крупных золотинок в нижней части слоя подруслового аллювия вследствие проникновения их вниз по вертикали через активный слой наносов и снижения в том же направлении скорости продольного перемещения этих наносов (рис. 2). Такое гравитационное обогащение низов разреза подруслового аллювия связано со «сбрасыванием» через верхнюю часть активного слоя обломочного материала, обедненного тяжелыми минералами. Известно, что основная часть работы по речному переносу и, следовательно, гравитационному обогащению происходит в половодье, когда речной поток имеет очень высокую скорость. Большая скорость, неровности ложа, крупные валуны и т. п. придают течению турбулентный характер. При врезании реки в золотосные породы высвобождение и концентрация золота могут вероятно ограничиваться приплотиковой частью разреза.

В целом этот процесс можно сравнить с работой серии неподвижных и движущихся обогатительных шлюзов и отсадочных пульсационных машин. В отсадочных машинах вследствие пульсации и восходящих токов воды создается полувзвешенное состояние загружаемого материала, в результате чего тяжелые минералы опускаются вниз и накапливаются в основании «постели». Из теории и практики обогащения известно (Полькин, 1953; и др.), что при высокой частоте пульсации в отсадочных машинах достигается высокая степень расслоения по удельному весу обломков, при меньшей — по размерам, причем нижнее положение занимают мелкие (гравийные) зерна наиболее тяжелых минералов. Можно думать, что подобные условия в некоторых случаях достигаются и в природных системах. Всевозможные завихрения, пульсация воды, вибрация неподвижного и слабоподвижного материала под воздействием ударов перемещаемых потоком крупных обломков и валунов (Бондаренко, 1975) способствуют проникновению золота сквозь крупнообломочный каркас и концентрации его в нижней части либо в основании аллювиальной пачки.

Экспериментальные работы Ю. В. Шумилова (1973) показали, что золото концентрируется в аллювии и при неподвижном основном грубом каркасе, где преобладают вертикальные составляющие скорости потока, происходит взвешивание частиц аллювия и вибрация крупных обломков.



В результате золото постепенно смещается вниз, вытесняя более легкие частицы. Описанный гравитационно-диффузионный механизм концентрации золота осуществляется, по его данным, при условии:

$$d_{ал}/d_{зол} \geq 4; d_{макс} > d_{влек}, W_0 > V_0,$$

где  $d_{ал}$  — средний диаметр частиц аллювия;  $d_{макс}$  — максимальный размер обломков, присутствующих в аллювии;  $d_{влек}$  — размер обломков, способных перемещаться во влекомом состоянии;  $W_0$  — гидравлическая крупность частиц золота;  $V_0$  — вертикальная составляющая скорости водного потока.

Относительная роль и степень проявления «отмучивания» и «гравитационного обогащения» определяется рядом факторов, среди которых подчеркнем гидравлическую крупность золотин, гидродинамический режим реки (главным образом ее многоводность), а также количество и состав поступающего в реку обломочного материала. В частности, «отмучивание» тем интенсивнее, чем многоводнее река и чем выше в составе перемываемых рыхлых продуктов доля песчано-глинистых фракций. Содержание же песчано-глинистых фракций в рыхлых продуктах разрушения зависит от состава исходных пород и в основном определяется степенью их химического разложения. Вот почему при перемывах глинистых кор выветривания существенная концентрация золота и других тяжелых минералов происходит уже в процессе отмучивания. С другой стороны, степень «гравитационного обогащения», зависящая от гидродинамической силы водного потока, главным образом связана с подвижностью (гидравлической крупностью) золотин. Наибольшее гравитационное обогащение, безусловно, испытывают наименее подвижные обломки типа крупного «пассивного» золота. При этом гравитационное обогащение при прочих равных условиях лучше идет при перемыве малоглинистых отложений, например, при повторных перемывах террасовых или пойменных галечников, особенно в случае преобладания крупных «пассивных» фракций золота. Для такого практически неперемещаемого золота характерно остаточное гравитационное накопление. Накопление активных фракций золота можно назвать «отстающим», имея в виду, что оно существенно отстает в своем перемещении от движения основной массы аллювия.

Аллювиальные россыпи золота чаще, по-видимому, включают концентрации, образованные одновременно в результате остаточного и отстающего накопления, поскольку в них обычно развиты и «пассивные», и «активные» фракции. Первые включают головные или перлювиальные части россыпи, а вторые — хвостовые (Синюгина, 1961; Синюгина, Яблокова, 1975; Гольдфарб, Генкин, 1970). В данном случае следует говорить о преобладающем способе концентрации. В этом смысле для золотоносных аллювиальных россыпей, особенно таких районов развития крупного золота, как Северо-Восток СССР, основным видом концентрации, вероятно, следует считать остаточный. Во всяком случае об очень слабом смещении свободного золота в речном потоке свидетельствуют данные ряда авторов. При этом очень многие сходятся на том, что перенос золота, в общем незначительный, происходит лишь в стадию врезания; в стадию же боковой эрозии золото перемещается сверху вниз по вертикали и при этом образуются концентрированные продуктивный пласт (остаточные или перлювиальные пласты, по Е. Я. Синюгиной, 1961).

С. Г. Желнин (1975, с. 31), отводя большую роль в образовании россыпей глинистым линейным корам выветривания (зонам окисления), общую схему формирования россыпей рисует следующим образом: «... в стадию врезания частицы свободного золота переносятся потоком по глинистому плотнику до участка долины, где происходит накопление концентрированного аллювия. В нем золото рассеивается по всей мощности. В стадию динамического равновесия, следующую за стадией накопления, на

этом участке резко преобладают процессы концентрации частиц золота в перестративном или плотиковом аллювии. При повторных циклах, благодаря изменению среды (преобладание обломочного материала над глинистым) перенос золота практически прекращается (за исключением мелких фракций), в связи с чем наступает этап преобразования россыпи, обуславливающей значительное сокращение мощности продуктивного горизонта, укрупнение аллювия и частиц золота и его крайне неравномерное распределение, зависящее главным образом от особенностей плотика». И. П. Карташов (1972) среди пластовых россыпей золота выделяет плотиковую и надплотиковую группы, образованные соответственно в плотиковую и равновесную (покровную) динамические фазы.

Н. Г. Бондаренко (1975) представляет образование россыпи как процесс выпадения золота из переносимых рекой и разрушающихся рудных обломков. В связи с частой приуроченностью золотоносных долин к золоторудным зонам такой механизм переноса и отложения вполне вероятен. В случае размыва, например, берегового обрыва, сложенного выветрелыми и окисленными рудами, обломки легко могут попасть в русло и снестись потоком на несколько километров. Не менее вероятно и участие в этом кусков глины.

Поскольку формирование пластовой россыпи связано, как правило, с перемывом локальных более или менее концентрированных источников, будь то разрушенные рудные выходы либо продукты их перераспределения, постольку процессы концентрации металла всегда сопровождаются процессами их рассеивания, вследствие разубоживания продуктов разрушения рудных источников пустыми породами. Практически невозможно представить случай, когда река перемывала бы на более или менее значительном отрезке течения неразубоженные рудные образования. Чем меньше площадь рудного выхода, тем сильнее, при прочих равных условиях, будет происходить разубоживание продуктов их разрушения пустыми породами. При этом уже в процессе склонового транзита содержание может снижаться на два-три порядка по сравнению с исходными (Нестеренко и др., 1973), в связи с чем вполне справедливы замечания Н. А. Шило (1970) о том, что главное в данном случае — не содержание россыпеобразующих минералов в рудных источниках, а общее количество минералов, поступающих в долину реки на определенном отрезке ее течения. Из предложенной Г. С. Момджи (1960) формулы зависимости содержания полезных минералов в россыпи ( $C_p$ ) от степени водного обогащения ( $a$ ), локальности ( $K_d$ ) и богатства ( $C_{ист}$ ) источника питания ( $C_p = aK_d C_{ист}$ ) очевидно, что по мере удаления от источника вниз по долине значение  $K_d$  будет резко уменьшаться, что резко снизит содержание полезного компонента в аллювии. Разубоживающее влияние вмещающих пород иногда определяется не столько соотношением площадей выхода пород, содержащих и не содержащих полезные минералы, сколько их литологическим составом и степенью выветрелости. Выветрелые породы разубоживают аллювий слабее, чем свежие, поскольку последние поставляют больше грубообломочного и грубозернистого материала. Естественно, что отмеченный «разубоживающий» фактор сказывается тем заметнее, чем в меньшей степени россыпь испытала гравитационное обогащение.

Рассмотренные процессы образования «пластовых» автохтонных россыпных концентраций, безусловно, не охватывают всего разнообразия. Известны, например, россыпные концентрации мелкого золота в глинистых продуктах перераспределения древних золотоносных кор выветривания. Такие концентрации, хотя и связаны с аллювиальными и делювиально-аллювиальными отложениями, возникли не в результате водного обогащения рыхлых продуктов, а как следствие прямого влияния питающего источника.

Здесь важно подчеркнуть, что механизм образования россыпных концентраций и, в частности, различная степень проявления их характеризо-



ванных процессов отображаются в особенностях строения и размещения россыпей, а также в характере их связи с питающими источниками. В целом для россыпей, испытывающих «гравитационное обогащение» характерны возрастание содержания золота вниз по разрезу и приуроченность продуктивного пласта к нижней половине слоя грубообломочного аллювия пристрежневых русловых фаций. Чем выше степень обогащения, тем четче, при прочих равных условиях, обособлен пласт в основании разреза. Для высококонцентрированных россыпей, особенно с большим содержанием крупного золота, существенное значение приобретают такие факторы, как длительность истории континентального развития территорий и глубина эрозионного среза коренных источников. Такая россыпь может и не испытывать прямой зависимости от богатства коренных источников, сохраняя с ними пространственную связь. Напротив, богатство и размеры россыпей, не испытавших существенного обогащения, находятся в непосредственной зависимости от таких питающих источников, к которым также пространственно привязаны.

Механизм образования «косовых» аллювиальных россыпей существенно иной, нежели рассмотренных выше пластовых. Возникновение концентраций этого типа связано в основном со следующими двумя процессами. Первый — отложение отсортированных по гидравлической крупности песков и крупных алевритов путем выпадения из взвесей и полувзвесей в местах снижения скоростей водного потока. Сортированность по гидравлической крупности (или равнопадаемости) предопределяет, как известно, совместное нахождение разных по размеру зерен в зависимости от удельного веса минералов и формы частиц. Причем эта зависимость неодинакова для зерен мелких, средних и крупных. Например, для части мельче 0,15 мм она выражается так:  $V = 545 (\delta - 1)d^2$  мм, а коэффициент равнопадаемости двух зерен размером 0,15—1,5 мм  $l_R = d_1/d_2 = \delta_2 - 1/\delta_1 - 1$  (Полькин, 1953; Ясюкевич, 1953). Из этого следует, что в первом случае диаметр зерен кварца в 1,6, а во втором — в 2,6 раза больше, чем диаметр равновеликого ему зерна магнетита. Второй процесс связан с первым и заключается в смывании с поверхности слоев таких сортированных песков, более крупных зерен легких минералов и концентрации более мелких зерен тяжелых минералов. Смывание производится относительно тонким слоем сравнительно медленно движущейся воды, имеющей ламинарную структуру течения (рис. 3, а и б). Оно обусловлено резким падением градиентов скоростей в тонком граничном слое воды (рис. 3, в), поскольку известно, что транспортирующая сила потока пропорциональна шестой степени его скорости.

Таким образом, при возрастании скорости воздействия на частицу в 1,5 раза транспортирующая сила возрастает в 10 раз, а при возрастании в 2 раза сила увеличивается в 64 раза. В целом этот механизм концентрации близок процессу доводки шлихов на старательском лотке, в связи с чем россыпи, образованные подобным путем, и предлагается называть россыпями шлиховой косовой концентрации.

Формирование россыпных концентраций данного типа можно представить как следствие продольной и поперечной дифференциации обломочного материала в реке (рис. 4). Благодаря первой в продольном профиле реки выделяются отрезки преимущественного накопления отсортированных по гидравлической крупности песков. Реки, имеющие крутой уклон и достаточно высокое течение на всей длине, выносят песчано-алевритовый материал непосредственно в конечный водоем стока; естественно, что в них область накопления песков отсутствует. Следствием поперечной дифференциации является зональное распределение этих песков в плане и послойное — в разрезе с образованием слоев песков, обогащенных тяжелыми минералами, т. е. выделения «естественного черного шлиха». Существенная роль в их образовании принадлежит мелким волнам.

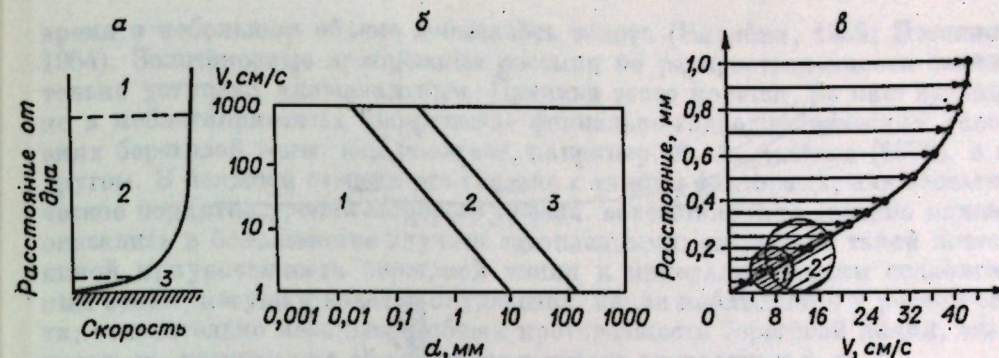


Рис. 3. Изменение скорости и характера водного потока у дна (а); зависимость характера потока от скорости и диаметра зерен ложка, Allen (1965) и влияние изменения скорости воды в тонком граничном слое на смещение крупных зерен легких и тяжелых минералов (в).

а — 1 — свободный поток; 2 — турбулентный слой; 3 — ламинарный граничный преслой; б — 1 — поле устойчивости ровного, гладкого (1); грубого (2) и переходного (3) потоков; в — 1 — зерна тяжелых и 2 — легких минералов.

Смытый песок, несколько обедненный тяжелыми минералами, сносится на глубину, где он либо задерживается, либо переносится пристрежневыми течениями вниз по реке (см. рис. 4). В свете сказанного естественной выглядит приуроченность подобных концентраций к верхним песчаным частям разрезов аллювиальных пачек — микрофациям кос и отмелей.

Состав сформированных таким способом концентратов определяется составом слагающих водосборные площади пород и степенью развития на этих площадях коры химического выветривания. При развитии относительно свежих пород они будут представлены магнетитом, титаномагнетитом и обычными породообразующими минералами. В случае перемины продуктов площадных кор выветривания в их составе будут резко преобладать устойчивые к химическому выветриванию минералы: ильменит, циркон, рутил. Для подобных концентраций современных русловых отложений более характерны магнетит-амфибол-эпидотовые минеральные ассоциации.

Таким образом, в отличие от пластовых россыпей, имеющих остаточный характер накопления и образующихся на начальных стадиях аллювиального преобразования в непосредственной связи с разрушающимися источниками, образование косовых россыпей определено в значительной мере гидродинамическими условиями среды осадконакопления. Их возникновение — результат высокой степени сортированности и сепарации минералов по удельным весам — в наибольшем объеме осуществляется на конечных стадиях речного переноса обломочного материала.

Следствием различий в механизме образования являются существенные отличия в строении и размещении косовых и пластовых россыпей. Косовые россыпи оторваны обычно от пластовых и по разрезу, и по течению реки. Они сложены мелкими легко подвижными зернами минералов и тонким, часто чешуйчатым, золотом.

Так, например, В. К. Флеров (1937) привел гранулометрическую характеристику (%) одной из косовых золотоносных россыпей:

| Размер, мм  | Шлихи | Золото |
|-------------|-------|--------|
| +0,208      | 2,15  | —      |
| 0,208—0,147 | 35,56 | 74,68  |
| 0,147—0,104 | 44,04 | 20,86  |
| 0,104—0,074 | 1,628 | 4,46   |
| 0,074—0,038 | 0,76  | —      |
| —0,038      | 0,21  | —      |



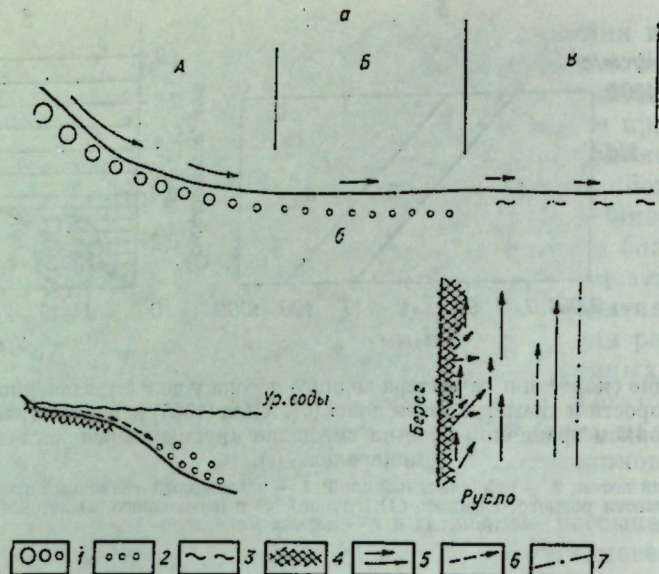


Рис. 4. Схема образования шлиховых косовых концентраций тяжелых минералов в песках в процессе продольной (а) и поперечной (б) дифференциации материалов в реке.

1 — грубообломочный материал (валуны, галька, гравий); 2 — песок и крупный алеврит; 3 — илы (мелкий алеврит, пелит); 4 — естественный шлик в песках; 5 — скорость течения воды; 6 — траектория сноса песчаных зерен; 7 — стрежень.

Области преимущественного накопления: А — валуно-галечных, В — песчаных и В — илистых осадков.

Другая особенность косовых россыпей — непостоянный характер, меняющийся чуть ли не в каждое половодье.

Благоприятное условие образования косовых россыпей — общее, относительно повышенное содержание ценного тяжелого минерала в переносимых рекой песках. Поэтому более или менее существенные скопления косовых россыпей золота можно ожидать в реках, в водосборных бассейнах которых регионально проявлена золоторудная минерализация с тонким золотом типа сульфидизированных черных сланцев, сульфидизированных пород по тектоническим ослабленным зонам и т. д. Размыв же концентрированного, но локального коренного источника, нередко сопровождается пластовыми россыпями, может, по всей вероятности, привести лишь к возникновению мелких концентраций косового золота, причем не слишком удаленных от питающих областей.

Оценивая косовые аллювиальные концентрации золота в целом, необходимо подчеркнуть, что они значительно уступают по практическому значению пластовым. Учитывая слабую их изученность, нельзя исключать, что в будущем их роль как источника получения благородного металла может возрасти. Вместе с тем очевидно их высокое прогнозно-поисковое значение.

#### КОНЦЕНТРАЦИЯ ЗОЛОТА В ПРИБРЕЖНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Сравнительно крупные прибрежные россыпи золота в настоящее время распространены ограниченно, хотя примесь его, иногда довольно значительная, устанавливается в пляжных концентратах многих побережий: Восточной Австралии, Новой Зеландии, Америки, оз. Байкал, Северо-Востока и Дальнего Востока СССР и др. На некоторых из них в то или иное

время в небольшом объеме добывалось золото (Билибин, 1955; Петелин, 1964). Золотоносные прибрежные россыпи по распространенности значительно уступают аллювиальным. Причина этого кроется, на наш взгляд, не в неблагоприятных «запретных» фациально-гидродинамических условиях береговой зоны, как полагает, например, А. А. Аксенов (1972), а в другом. В большой степени это связано с такими факторами, как эвстатическое поднятие уровня мирового океана, вследствие чего древние пляжи оказались в большинстве случаев затопленными; отсутствие такой постоянной приуроченности береговой линии к минерализованным ослабленным зонам, несущим золотое оруденение, какая наблюдается у речной сети; относительно небольшая общая протяженность береговой линии, значительно уступающая общей протяженности гидросети и т. д.

Прибрежные россыпи золота по способу образования, так же как и аллювиальные, разбиваются на две группы — достаточно близкие аналогии соответствующих групп аллювиальных россыпей. Однако в отличие от первых ведущее место по распространению и значению здесь занимают россыпные концентрации в песках (т. е. косовые, аллохтонные, шлиховой косовой концентрации, перенесенные), образованные в результате высокой степени дифференциации и сепарации. По составу это чаще комплексные многокомпонентные (например, ильменит-циркон-рутиловые или магнетит-гранатовые) россыпи, иногда содержащие в ощутимых количествах золото. В условиях возникновения и размещения много общих черт с их аллювиальными аналогами. Благоприятными факторами здесь также являются наличие в прибрежной зоне достаточно больших масс песков, общая повышенная насыщенность областей денудации золотосодержащими породами, не слишком большая удаленность таких областей от береговой зоны, достаточно большие уклоны речных долин. Формируются такие концентрации как непосредственно за счет материала, выносимого рекой, так и в результате перемыва развитых в пределах подводного берегового склона и абрадируемого клиффа доголоценовых континентальных толщ, играющих в данном случае роль промежуточных коллекторов.

В случае размыва локального концентрированного источника в прибрежной зоне или на прилегающих площадях также могут возникнуть золотоносные россыпи гравитационной концентрации (пластовые, автохтонные). Они, как и их речные аналоги, обнаруживают прямую связь с питающими источниками, которыми могут быть делювиально-солифлюкционные шлейфы или конусы выноса горных и полугорных рек и ручьев. Такие россыпи в противоположность только что рассмотренным приурочены к более грубозернистым отложениям и нередко залегают в основании рыхлого чехла прибрежно-морских отложений.

Россыпи данного типа не столь широко распространены, как косовые, в песках. Однако в ряде случаев они могут иметь достаточно высокое практическое значение. Хорошим подтверждением этому служат известные промышленные россыпи, развитые на побережье Сьюардского п-ова (Аляска) в районе г. Ном (Moffit, 1913; Harpins a. o., 1960; Cobb, 1973; и др.). Здесь на протяжении многих десятилетий успешно отрабатывались на золото россыпи современного и древних пляжей, значительная часть которых погребена под четвертичными континентальными отложениями (рис. 5, 6).

Наибольшее промышленное значение имели россыпи «Второго» и «Третьего» пляжей («Первым» в порядке открытия является современный пляж). Они изучены лучше остальных и прослежены на большее расстояние. Особым богатством отличались россыпи «Третьего» пляжа на 8-километровом отрезке между ручьями Короткий и Мак Доналд. Отсюда за четыре года (с 1905 по 1908) извлечено не менее 5,5 т золота. На одном богатом участке с площадки длиной 30 м и шириной 4,5 м получено более 300 кг золота, причем 90% этого количества дал приплотиковый прослой толщиной 8 см, что соответствует килограммовым (на 1 м<sup>3</sup>) его содержаниям!



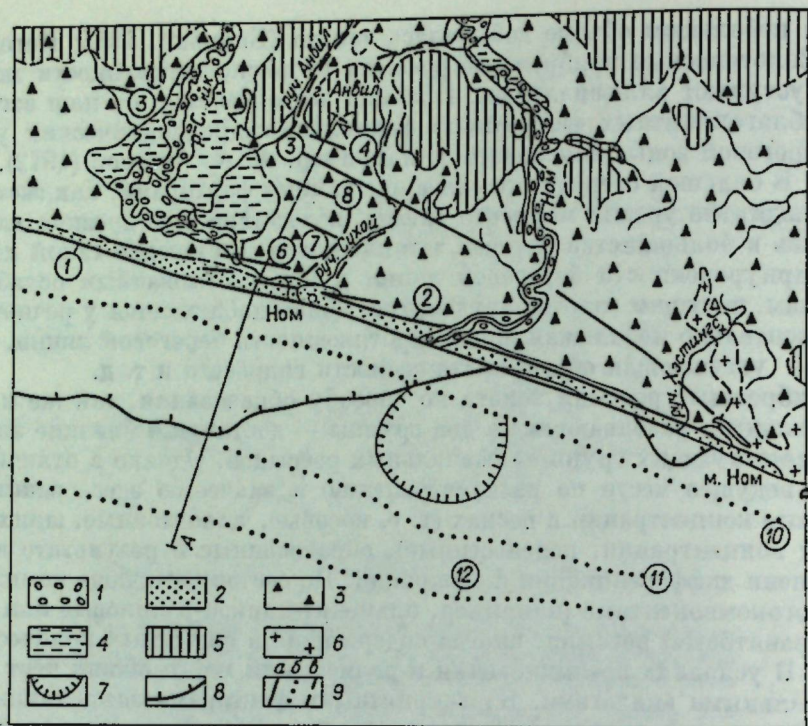


Рис. 5. Схема распространения золотоносных россыпей района г. Ном (Hopkins a. o., 1960; Nelson, Hopkins, 1972; Cobb, 1973).

1 — аллювиальные и флювиогляциальные отложения современных долин; 2 — прибрежно-морские пески и галечники «Второго» пляжа; 3 — ледниковые образования; 4 — илы и пески астуариев, развитых позади «Второго» пляжа; 5 — докембрийские осадочно-метаморфизованные породы; 6 — граниты (Mz); 7 — конус выноса р. Ном; 8 — граница распространения ледниковых образований на дне моря; 9 — россыпи: пляжные в пределах прибрежной равнины (а) и подводного берегового склона (б) и аллювиальные (в). А—А' — геологический профиль.

Золотоносные отложения «Третьего» пляжа располагаются на высоте 21—24 м над ур. м. Они залегают (см. рис. 5, 6) либо на коренных породах, либо на галечниках, сцементированных известью, либо на тонкозернистом песке (в районе р. Ном). Состав и строение отложений пляжа на разных участках непостоянен, что связывается с влиянием впадающих в древнее море правотоков (ручьи Анвил, Сухой, Осборн). На удалении от мест впадения древних водотоков это типичные отложения пляжа, подобные современным — косослоистые пачки песков и галечников. Галька хорошо окатана. Отдельные прослои песков обогащены гранатом (красные пески), магнетитом и ильменитом. Ширина золотоносных отложений пляжа здесь равна 7—30 м. Они содержат морские раковины. Золото преимущественно мелкое. По мере приближения к устьям в составе отложений пляжа возрастает содержание слабоокатанного материала, крупных обломков, уменьшается сортированность материала. Отложения становятся менее слоистыми, более илистыми. На отдельных участках они по внешнему виду неотличимы от аллювиальных отложений мелких рек и ручьев. Одновременно в том же направлении возрастает содержание и крупность золота: среди золотины довольно часто самородки весом 0,5—0,8 г, а иногда до 20 г и более. На таких участках, кроме того, возрастает ширина россыпи. Так, в районе руч. Короткого ширина ее достигает 90—180 м, причем здесь кроме основной россыпи развита и другая, меньшая по размеру россыпь, расположенная несколько южнее основной.

Продуктивный пласт чаще имеет мощность 1,2—1,5 м, иногда достигая 5 м. Залегают он непосредственно на сланцах, либо в 1,5—1,8 м выше коренного плотика. Распределение в нем золота весьма неравномерное.

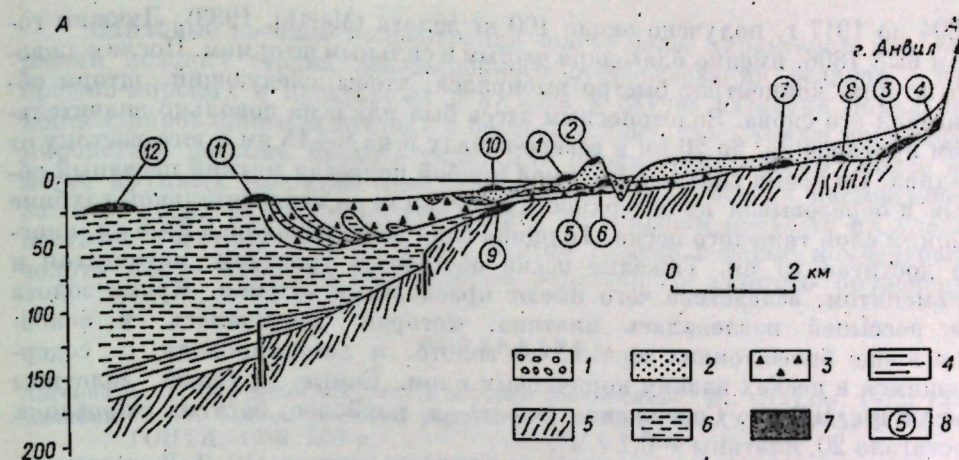


Рис. 6. Геологический разрез (А—А') побережья Сьюардского полуострова в районе г. Ном (Nelson, Hopkins, 1972).

1 — аллювий висконсинского возраста; 2 — ледниковые отложения плейстоценового оледенения; 3 — более древние ледниковые образования; 4 — стратифицированные осадочные породы неясного возраста; 5 — сланцы (палеозой); 6 — морские илы и глины; 7 — отложения пляжей; 8 — возмущения пляжей; 1 — современный, 2 — «Второй», 3 — «Третий», 4 — «Четвертый», 5 — «Внешний подводный», 6 — «Внутренний подводный», 7 — «Промежуточный», 8 — «Монревильский», 9 — «Плиоценовый», 10—11-метровый, 11—21-метровый, 12—24-метровый.

Россыпь перекрыта ледниковыми, солифлюкционными и болотными песчано-галечными, щебнево-суглинистыми и илистыми отложениями. Мощность их 9—10,5 м, иногда повышается до 15 м и более; золото в этих отложениях встречается в значительно меньшем (до 0,1 г/м³) количестве. Угол наклона верхней границы тела пляжа в сторону моря равен 7—10°, т. е. соответствует таковому современного пляжа; наклон обратного (северного) его ската более крутой. С этой стороны данный пляж, так же как и некоторые другие, иногда ограничен погребенным клиффом (Hopkins a. o., 1960). «Третий» пляж прослежен с перерывом от мыса Ном на север на 30 км. В крупных речных долинах (реки Снэйк и Ном) эти отложения отсутствуют, поскольку долины врезаны ниже уровня пляжа и выполнены более молодыми образованиями.

Золотоносные россыпи современного и древних пляжей сложены главным образом относительно мелкими, активными фракциями золота, хотя в них присутствуют и крупные золотины, вплоть до самородков в 20 г и более. При этом следует подчеркнуть, что существенная часть золота здесь крупнее косового. Соответственно среди прибрежных россыпей данного района, по всей вероятности, присутствуют аналоги обеих разновидностей аллювиальных концентраций: гравитационной отстающей и шлиховой косовой. Для них достаточно четко устанавливается пространственная и генетическая связь с питающими источниками: конусами выноса золотоносных рек и ручьев, а также с широко распространенными на прибрежной равнине ледниковыми, водно-ледниковыми и солифлюкционными отложениями, повсеместно зараженными золотом.

В целом же на современных песчаных побережьях шире распространены шлиховые косовые концентрации золота. Слагающие их зерна тяжелых минералов и золота отличаются очень малыми размерами. Как отмечает Ю. А. Билибин (1955), в 15 мг такого золота обычно содержится от 100 до 600 чешуек золота. Пески, обогащенные тяжелыми минералами и золотом, чаще хорошо сортированы, располагаются на поверхности либо в приповерхностной части современных пляжей. Для таких россыпей характерна большая изменчивость параметров в зависимости от погоды, быстрая их восстанавливаемость. Размеры их, как правило, незначительны. Из подобных россыпей современных пляжей Тихоокеанского побережья Аляски в районе зал. Литтия за время их кустарной отработки с



1894 по 1917 г. получено около 100 кг золота (Mertie, 1933). Лучшим годом был 1896, именно благодаря частым и сильным штормам. После каждого шторма концентрат быстро выбирался, чтобы следующий шторм обогатил его снова. Золотоносным здесь был пляж на довольно значительном протяжении: до 20 км к северо-западу и на 6—15 км к юго-востоку от залива. Во время сильных штормов прибой подрезал мягкий песчаный обрыв и образовывал на поверхности пляжа или на незначительной глубине тонкий слой тяжелого песка. Толщина слоя чаще равнялась 2—5 см, иногда достигая 15 см. Тяжелые пески обогащены гранатом, магнетитом и ильменитом, вследствие чего имеют красноватый оттенок. Кроме золота из россыпей извлекалась платина, которая встречалась в основном в еще более тонких зернах, чем золото, и ассоциировалась с содержащимися в песках вязким коричневым илом. Самые крупные золотины имели вес 100 мг. Содержание золота в наиболее богатых прослоях достигало 20, платины — 0,1 г/м<sup>3</sup>.

### ВЫВОДЫ

1. Все россыпные концентрации золота, образованные в водной среде, включая делювиально-аллювиальные, аллювиальные и прибрежно-морские, по способу образования четко разделяются на две группы: остаточной (и отстающей) гравитационной концентрации и б) шлиховой косовой концентрации.

2. Россыпи гравитационной концентрации сложены относительно крупными зернами золота (0,5 мм и крупнее), отличающимися очень слабой подвижностью в водной среде. Вследствие этого такое золото в процессе водной переработки накапливается в остаточных продуктах, образуя высококонцентрированный пласт в нижней, наиболее грубообломочной части разреза аллювиальных пачек. Концентрация осуществляется вследствие относительно быстрого вымывания песчано-глинистых фракций («отмучивания») и постепенного гравитационного обогащения обломочного материала золотом. Процессы концентрации сопровождаются разубоживанием аллювия «пустыми» породами.

3. Россыпи шлиховой косовой концентрации образованы тонким, часто чешуйчатым, легко подвижным в водном потоке золотом. Механизм формирования их принципиально иной. Их можно рассматривать как продукт глубокой минералогической сепарации обломочного материала в процессе продольной и поперечной его дифференциации. Сам процесс сепарации может быть разбит на 2 составляющие: 1) — отложение отсортированных по гидравлической крупности песков, т. е. таких, в которых одновременно присутствуют более крупные зерна легких минералов и менее крупные — тяжелых и 2) — снос с омываемой поверхности более крупных зерен легких минералов сравнительно медленным потоком, имеющим в пограничном микрослое ламинарную структуру и быстрое нарастание скоростей. В разрезе они чаще приурочены к верхним песчаным частям, представленным микрофациями кос и отмелей руслового аллювия.

4. Россыпи гравитационной концентрации образуются за счет локальных источников, к которым они пространственно привязаны. В редких случаях они могут быть несколько оторваны от материнских источников. Будучи более характерными для начальных этапов экзогенного преобразования вещества, они слагают практически все делювиально-аллювиальные и значительную часть аллювиальных россыпей. Широкое распространение этих типов золотоносных россыпей, наряду с другими причинами, обусловлено частой приуроченностью речных долин к тектонически ослабленным и минерализованным зонам, по которым развивается золотое оруденение.

Шлиховые косовые концентрации золота более характерны для отложений поздних стадий эволюционного преобразования осадков — прибрежно-морских и предгорных рек, хотя в случае развития локального концентрированного источника в береговой зоне, здесь также могут сформироваться россыпи первого типа. Для образования косовых более или менее крупных россыпей необходима достаточно высокая насыщенность золотом пород водосборных областей и не слишком большая их удаленность от участков аккумуляции. В этом смысле косовые концентрации золота могут служить индикатором эндогенного золотого оруденения.

### ЛИТЕРАТУРА

- Аксенов А. А. О рудном процессе в верхней зоне шельфа. М., «Наука», 1972. 157 с.  
 Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. М., Изд-во АН СССР, 1955. 471 с., М., ГОНТИ, 1938. 505 с.  
 Бондаренко Н. Г. Образование, строение и разведка россыпей. М., «Недра», 1975. 57 с.  
 Гольдфарб Ю. И., Генкин П. О. К подразделению флювиальных четвертичных россыпей золота по условиям образования и геоморфологическому положению. — В кн.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970, с. 256—266.  
 Желнин С. Г. Влияние водно-аллювиальной среды на транспортировку золота при формировании россыпей. — В кн.: Транспортировка полезных ископаемых в россыпях. Якутск, 1975, с. 31—32.  
 Желнин С. Г., Шумилов Ю. В. Условия смыва и перемещения частиц золота (по экспериментальным данным). — В кн.: Транспортировка полезных ископаемых в россыпях. Якутск, 1975, с. 46—47.  
 Избеков Э. Д. Обработанность золота как критерий возраста россыпей современных долин. — В кн.: Вопросы рудоносности Якутии. Якутск, Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1974, с. 187—193.  
 Карташов И. П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран. М., «Наука», 1972. 184 с.  
 Львович М. И. Гидравлическая крупность частиц россыпного золота. — «Труды треста Золоторазведка, Нигризолото», 1938, вып. 8, с. 92—129.  
 Момджи Г. С. Теоретические основы и методика поисков россыпных месторождений титана и циркония. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., Госгортехиздат, 1960, с. 44—57.  
 Нестеренко Г. В., Осипцев С. Р., Воронников Б. А., Финнер В. Л. Вторичные ореолы и потоки рассеяния Итатинского золоторудного поля. — В кн.: Геохимические поиски месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке по вторичным ореолам рассеяния. Иркутск, 1973, с. 75—89.  
 Петелин В. П. Основные типы пляжевых концентратов тяжелых минералов бассейна Тихого океана. — «Океанология», 1964, № 6, с. 1052—1058.  
 Палькин С. И. Обогащение руд. М., Металлургиздат, 1953. 799 с.  
 Прокуронов П. В. О дальности переноса золотины при формировании аллювиальных россыпей в условиях высокогорного глубокорасчлененного рельефа (на примере Северного Кавказа). — «Известия АН СССР. Серия геол.», 1975, № 5, с. 137—141.  
 Спиногина Е. Я. О некоторых типах аллювиальных отложений и золотоносных пластов Ленского района (бассейн р. Бодайбо). — «Труды ЦНИГРИ», 1961, вып. 38, с. 86—106.  
 Спиногина Е. Я., Яблокова С. В. Поступление, перенос и аккумуляция золота при формировании аллювиальных россыпей. — В кн.: Транспортировка полезных ископаемых в россыпях. Якутск, 1975, с. 27—29.  
 Тищенко Е. И. К вопросу о переносе золота русловыми потоками. — «Вестник науч. информ. Забайкалья, фил. Географ. об-ва СССР», 1966, № 6, с. 64—73.  
 Трушков Ю. И., Избеков Э. Д., Сергеев А. И. Основные факторы перемещения золота в россыпях. — В кн.: Поиски и опыт реконструкции коренных источников золота по разведанным россыпям. Якутск, 1975, с. 29—49.  
 Флеров В. К. Современный аллювиальный россыпи на косах и намытых островах. — «Труды треста золоторазведка и Нигризолото», 1937, вып. 5, с. 33—99.  
 Хрипков А. В. Распределение золота в россыпях Северо-Востока и густота сети поисковой разведки. Магадан, 1958. 56 с.  
 Шило Н. А. Особенности образования россыпей в зоне развития вечной мерзлоты. — «Сов. геол.», 1956, № 53.  
 Шило Н. С. Россыпеобразующая формация. — В кн.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970, с. 13—24.  
 Шумилов Ю. В. Механизм концентрации золота в аллювиальных месторождениях Северо-Востока СССР. — В кн.: Процессы дифференциации и методы исследования четвертичных терригенных отложений. Пермь, 1973, с. 106—107.  
 Яворовский П. К. Геологические условия образования некоторых золотых россыпей. — «Горный журнал», 1896, кн. 3, с. 366—403.



- Ислюкенич С. М. Обогащение руд. М., Металлургиздат, 1953. 516 с.  
 Allen I. R. A Review of the origin and characteristics of Recent alluvial sediments. — «Sedimentology», 1965, № 2, v. 5, p. 91—191.  
 Cobb E. H. Placer Deposits of Alaska. Washington, 1973, (U. S. Geology survey, B. 1374), 213 p.  
 Hopkins D. M., MacNeil F. S., Leopold E. B. The Coastal Plain at Nome, Alaska: A Late Kinosaic Type Section for the Bering Strait Region. — «Internat. Geol. Congr.», 21 st., «Kopenhagen», 1960, p. IV, p. 6—57.  
 Mertie J. B. Notes on the geography and geology of Lituya Bay. In: Mineral Resources of Alaska, U. S. Depart. of the Interior. b. 836, 1933, p. 117—135.  
 Moffit F. H. Geology of Nome and Grand Central quadrangles, Alaska. Washington, 1913, 140 p. (U. S. Geol. Survey, B. 533).  
 Nelson C. H., Hopkins D. M. Sedimentary Processes and Distribution of Particulate Gold in the Notern Bering Sea. Washington, 1972, (Geol. Survey Profess, paper 689).

Г. В. НЕСТЕРЕНКО, А. Н. ДМИТРИЕВ, А. А. БИШАЕВ,  
 Т. И. ШТАТНОВА

## ГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЗОЛОТОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ С ПОМОЩЬЮ МАТЕМАТИЧЕСКИХ СРЕДСТВ

В статье излагаются некоторые результаты изучения геологической информации по россыпям одного из золотоносных районов Сибири, проведенного с помощью логико-дискретного анализа. Подобный анализ использовался ранее при решении ряда геологических задач и, в частности, при сравнительном изучении древних металлоносных конгломератов (Дмитриев и др., 1968<sub>1</sub>), сульфидного оруденения в трапповых интрузиях (Дмитриев и др., 1968<sub>2</sub>) и месторождений нефти (Трофимук и др., 1969).

Цель настоящей работы — получить количественные оценки важности различных геологических признаков на имеющемся описательном материале, выделить из них существенные и несущественные в генетическом и диагностическом плане и тем самым попытаться установить основные факторы формирования россыпей конкретного района. В методическом отношении работа преследовала цель выявить возможность применения некоторых математических машинных приемов обработки геологической информации о россыпях, содержащейся в картографических и текстовых материалах, для решения генетических задач.

Информация, используемая в работе, собрана по 38 золотоносным россыпным месторождениям и проявлениям трех золотоносных узлов изученного района. Последний характеризуется широким развитием разновозрастных магматических пород, развитием допалеозойских метаморфических комплексов и наложенных мезозойских впадин, наличием островной многолетней мерзлоты, омоложенным среднегорным рельефом. Соотношение различных типов россыпей (генетических, морфологических и возрастных) в выборке соответствует реально существующему. Большинство россыпей района принадлежит к типу аллювиальных, долинных, неглубоко залегающих, верхнеплейстоцен-голоценового возраста. Меньшая часть их относится к террасовым, глубокозалегающим, верхнеплейстоцен-нижнеплейстоценового возраста и к делювиально-аллювиальным (ложковым) россыпям мелких притоков и истоков.

Геоморфологическая характеристика объектов получена путем морфометрического анализа. При сборе остальной геологической информации мы пользовались данными многих исследований, а также помощью и консультацией ряда специалистов-россыпников: В. Н. Березкина, Ю. А. Семькина, В. Л. Фишера, Е. В. Черемынина и др. Всем им авторы приносят искреннюю благодарность.

Авторы надеются, что знакомство широкого круга геологов-россыпников с изложенными в данной статье результатами применения логико-

Таблица 1

Структура классов россыпей и групп признаков

| Классы россыпей                             | Группы признаков            |                              |                        |                 | Число строк |
|---------------------------------------------|-----------------------------|------------------------------|------------------------|-----------------|-------------|
|                                             | пространственно-временные I | геолого-стратиграфические II | геоморфологические III | вещественные IV |             |
| Крупные («а») . . . . .                     | 1а                          | IIa                          | IIIa                   | IVa             | 8           |
| Средние («б») . . . . .                     | 1б                          | IIб                          | IIIб                   | IVб             | 9           |
| Мелкие («в») . . . . .                      | 1в                          | IIв                          | IIIв                   | IVв             | 11          |
| Мелкие россыпные проявления («г») . . . . . | 1г                          | IIг                          | IIIг                   | IVг             | 10          |
| Число столбцов . . . . .                    | 43                          | 45                           | 40                     | 53              | 181/38      |

дискретного анализа будет полезно для изучения россыпей, так как может улучшить методику и ускорит внедрение приемов математической обработки информации в повседневную практику.

Применение логико-дискретного анализа позволяет в одной схеме решения производить описание объектов на двух уровнях: доалгоритмическом — путем логического понимания их особенностей — и алгоритмическом (вычислительном). Такой подход обеспечивает по возможности объективную работу на этапе постановки задачи и позволяет получить количественные оценки на существенном описательном материале.

В соответствии с поставленной задачей описания россыпей, включенные в анализ, были разбиты на 4 класса в зависимости от размеров россыпей: «а», «б», «в», «г» — в порядке их уменьшения (табл. 1). Все выделенные классы охарактеризованы четырьмя группами геологических признаков, объединяющими 51 геологический признак (табл. 2). При заполнении исходных матриц была принята бинарная система записи значений признаков, когда наличие признаков фиксируется единицей, его отсутствие — нулем. Поэтому потребовалось разбить геологические признаки на более дробные (характеристические) признаки. Например, геологический признак «приуроченность россыпи по течению» разбит на 4 характеристических признака:  $X_4$  — приуроченность россыпи к верхнему (и среднему) течению,  $X_5$  — к среднему течению,  $X_6$  — к нижнему (и среднему) течению,  $X_7$  — россыпь приурочена ко всей длине долины (см. табл. 2). Общее количество таких характеристических признаков в нашем случае оказалось равным 181 (табл. 3—6). Вся информация, таким образом, была представлена 16 таблицами по числу групп признаков для каждого класса россыпей, заполненными нулями и единицами, строки в которых соответствуют россыпям (объектам), а столбцы — характеристическим признакам. В последующем изложении мы характеристические признаки для краткости будем называть просто признаками.

При табличном описании объектов признаки отчетливо разделяются на две категории: отождествляющие и различающие. К отождествляющим относятся те, которые для всех строк конкретной таблицы имеют одинаковое значение. Различающими являются такие признаки, для которых хотя бы в одной строке таблицы имеется отличный от других строк символ.

Поставленная задача сводится главным образом к сравнительному изучению классов, к определению возможности с помощью отдельных признаков и их совокупностей различать выделенные классы. Это, в свою очередь, требует вычисления ряда тестовых параметров, характеристика которых дана в ранее опубликованных работах (Дмитриев и др., 1968, 1969). Способность групп признаков различать классы объектов между собой определена путем вычисления суммарного коэффициента межклассового различия  $K$ .

Прежде чем говорить о результатах обработки, заметим, что уже на этапе сбора информации в процессе заполнения исходных таблиц от-



## Группировка признаков

| Группа признаков | Индекс | Геологические признаки       | Характеристические признаки (индекс)*                    | Группа признаков |                        | Геологические признаки                         | Характеристические признаки (индекс)* |
|------------------|--------|------------------------------|----------------------------------------------------------|------------------|------------------------|------------------------------------------------|---------------------------------------|
|                  |        |                              |                                                          | Индекс           | Наименование           |                                                |                                       |
| I                | II     | II пространственно-временная | 1. Морфо-генетические и возрастные типы россыпей         | III              | Геолого-географическая | 1. Азимут простирания долин                    | 1, 2, 3, 4                            |
|                  |        |                              | 2. Приуроченность россыпи по течению                     |                  |                        | 2. Направление течения реки                    | 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12             |
|                  |        |                              | 3. Приуроченность по разрезу                             |                  |                        | 3. Продольный уклон долин                      | 13, 14, 15                            |
|                  |        |                              | 4. Протяженность россыпи                                 |                  |                        | 4. Порядок долин                               | 16, 17, 18                            |
|                  |        |                              | 5. Мощность аллювия                                      |                  |                        | 5. Длина долин                                 | 19, 20, 21, 22                        |
|                  |        |                              | 6. Ширина россыпи                                        |                  |                        | 6. Отклонение от «средней» длины долин         | 23, 24, 25                            |
|                  |        |                              | 7. Соотношение длин россыпи и долины                     |                  |                        | 7. Отклонение от «среднего» продольного уклона | 26, 27, 28                            |
|                  |        |                              | 8. Соотношение мощности песков и торфяного слоя          |                  |                        | 8. Врез долины                                 | 30, 31, 32                            |
|                  |        |                              | 9. Характер выклинивания вверх по течению                |                  |                        | 9. Асимметричность долин                       | 33, 35                                |
|                  |        |                              | 10. Характер перехода вниз по течению                    |                  |                        | 10. Соотношение порядков долин                 | 34                                    |
|                  |        |                              | 11. Золотоносность притоков                              |                  |                        | 11. Густота речной сети                        | 36, 37, 38                            |
|                  |        |                              | 12. Золотоносность более крупной реки                    |                  |                        | 12. Симметричность бассейнов                   | 39, 40                                |
|                  |        |                              | 13. Соотношение россыпи и золотоносного узла             |                  |                        |                                                |                                       |
|                  |        |                              | 14. Соотношение эндогенного и россыпного оруденения узла |                  |                        |                                                |                                       |
|                  |        |                              | 15. Золотоносность рыхлых отложений в районе россыпи     |                  |                        |                                                |                                       |

|    |    |                             |                                                   |   |              |                                                 |                            |
|----|----|-----------------------------|---------------------------------------------------|---|--------------|-------------------------------------------------|----------------------------|
| II | IV | Геолого-металлогенетическая | 1. Петрографический состав плотиков               | V | Вещественная | 1. Продуктивность по линейным запасам отложений | 1, 2, 3                    |
|    |    |                             | 2. Геотектоническое положение россыпи             |   |              | 2. Степень концентрации металла в россыпи       | 4, 5                       |
|    |    |                             | 3. Геологическое положение россыпи                |   |              | 3. Пробность золота                             | 6, 7, 8                    |
|    |    |                             | 4. Возраст интрузивных комплексов                 |   |              | 4. Крупность золота                             | 9, 10, 11, 12              |
|    |    |                             | 5. Характер плотика (разрушенности)               |   |              | 5. Окатанность золота                           | 13, 14                     |
|    |    |                             | 6. Масштабы эндогенного оруденения                |   |              | 6. Гранулометрический состав аллювия            | 15, 16, 17, 18, 19         |
|    |    |                             | 7. Минеральный тип золотого оруденения            |   |              | 7. Петрографический состав аллювия              | 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26 |
|    |    |                             | 8. Генезис эндогенного оруденения                 |   |              | 8. Окатанность обломочного материала            | 27, 28, 29, 30, 31         |
|    |    |                             | 9. Развитие жил выполнения и замещения            |   |              | 9. Минералогический состав шихтов               | 32, 33, 34, 35, 36         |
|    |    |                             | 10. Тип оруденения по количеству сульфидов        |   |              |                                                 | 37, 38, 39, 40, 41, 42     |
|    |    |                             | 11. Типы предрудных процессов                     |   |              | 10. Степень отработанности россыпей             | 43, 44, 45, 46, 47         |
|    |    |                             | 12. Местоположение коренного оруденения в рельефе |   |              |                                                 |                            |
|    |    |                             | 13. Размеры выделений золота в рудах              |   |              | 11. Наличие сростков золота                     | 48, 49, 50, 51, 52, 53     |
|    |    |                             |                                                   |   |              |                                                 |                            |
|    |    |                             |                                                   |   |              |                                                 |                            |

\* Расшифровка характеристических признаков (индексов) дана в табл. 3—4.



Таблица 3

Ранжированные по величине межклассовых различий ( $R_i$ ) ряды характеристических (X) признаков пространственно-временной (I) группы

| Индекс признака | Характеристический признак                                                            | Значение $R_i$ | Ранг |
|-----------------|---------------------------------------------------------------------------------------|----------------|------|
| 1               | 2                                                                                     | 3              | 4    |
| 41              | В районе долининой россыпи установлены увальные и террасовые россыпи                  | 1,80           | I    |
| 13              | Ширина россыпи более 100 м                                                            | 1,60           |      |
| 34              | Россыпь составляет существенную часть (более 10%) золотоносного «района или узла»     | 1,50           |      |
| 26              | Существенная часть притоков золотоносна                                               | 1,32           |      |
| 30              | Золотоносность более крупной «принимающей» долины ниже, чем долины с россыпью         | 1,27           |      |
| 19              | Россыпь продолжается до самой вершины                                                 | 1,22           |      |
| 29              | Золотоносность притоков высокая                                                       | 1,05           |      |
| 9               | Длина россыпей более 5 км                                                             | 0,90           |      |
| 33              | Золотоносность притоков выше, чем долины с россыпью                                   | 0,89           |      |
| 11              | Длина россыпей более 15 км                                                            | 0,66           |      |
| 31              | Золотоносность более крупной «принимающей» долины значительно выше                    | 0,59           |      |
| 38              | Район высоко насыщен россыпями                                                        | 0,53           |      |
| 40              | В пределах золоторудного узла известны месторождения золота                           | 0,48           | II   |
| 4               | Россыпь приурочена к верхнему и среднему течению                                      | 0,46           |      |
| 14              | Ширина россыпи более 50 м                                                             | 0,44           |      |
| 20              | Россыпь резко выклинивается вверх по течению                                          | 0,43           |      |
| 21              | Россыпь продолжается в россыпь притоков или истоков                                   | 0,39           |      |
| 37              | Россыпь или ее часть удалена более чем на 10 км от фиксированного золотоносного узла  | 0,38           |      |
| 36              | Россыпь расположена в пределах или вблизи фиксированного золотоносного узла           | 0,34           |      |
| 6               | Россыпь приурочена к нижнему и среднему течению                                       | 0,33           |      |
| 27              | Золотоносна несущественная (маленькая) часть притоков                                 | 0,32           |      |
| 12              | Мощность россыпей менее 3 м                                                           | 0,32           |      |
| 7               | Россыпь приурочена ко всей длине долины                                               | 0,31           |      |
| 15              | Отношение длины долины к длине россыпи больше 2                                       | 0,31           |      |
| 43              | В районе россыпи установлена золотоносность дочетвертичных рыхлых отложений           | 0,31           |      |
| 24              | Россыпь прослеживается до устья                                                       | 0,31           |      |
| 25              | Содержание продолжается в долину, принимающую долину с россыпью                       | 0,30           |      |
| 39              | Площадь россыпной золотоносности значительно больше площади эндогенной золотоносности | 0,30           |      |
| 2               | Долинный или террасовый морфологический тип                                           | 0,29           |      |
| 3               | Возрастной тип россыпей ( $Q_{3-4}$ или $N_2^2 - Q_1$ )                               | 0,28           |      |
| 8               | Мелко или глубоко залегающие россыпи                                                  | 0,27           |      |
| 35              | Россыпь приурочена к крупному золотоносному району (узлу)                             | 0,27           |      |
| 1               | Аллювиальный или локковый тип россыпей                                                | 0,26           |      |
| 10              | Длина россыпей лежит в интервале 5—16 км                                              | 0,25           |      |
| 17              | Отношение мощности торфов к мощности песков больше 2                                  | 0,25           |      |
| 18              | Отношение мощности торфов к мощности песков больше 5                                  | 0,25           |      |
| 22              | Вниз по течению четко наблюдается снижение содержания                                 | 0,25           |      |
| 32              | Золотоносность более крупной «принимающей» долины примерно того же порядка            | 0,24           |      |
| 23              | По простирацию россыпи наблюдаются обогащенные участки и перемены                     | 0,19           | III  |
| 16              | Отношение длины долины к длине россыпи около 1                                        | 0,13           |      |
| 5               | Россыпь не приурочена к среднему течению                                              | 0,11           |      |
| 28              | Золотоносны притоки верхней (по течению) части россыпи и выше россыпи                 | 0,11           |      |

четливо выявляются качество и сопоставимость анализируемых материалов. Четко, например, устанавливается неодинаковая охарактеризованность различных объектов и различных групп признаков. Особенно слабо изученными оказались многие вещественные признаки в классе «г» мелких россыпных проявлений, такие как состав обломочного материала,

Таблица 4

Ранжированные по величине межклассовых различий ( $R_i$ ) ряды характеристических (X) признаков геолого-металлогенической (II) группы

| Индекс признака | Характеристический признак                                             | Значение $R_i$ | Ранг |
|-----------------|------------------------------------------------------------------------|----------------|------|
| 1               | 2                                                                      | 3              | 4    |
| 34              | Развитие в районе существенно сульфидной минерализации                 | 1,70           | I    |
| 13              | Развитие позднемезозойского магматизма                                 | 1,20           |      |
| 42              | Развитие золотого оруденения в притоках и (или) истоках                | 1,17           |      |
| 21              | Развитие в плотиках зон пиритизации, лимонитизации, дробления          | 1,02           |      |
| 15              | Развитие в районе палеозойского магматизма                             | 0,92           |      |
| 1               | » в плотиках метаморфических пород                                     | 0,92           |      |
| 9               | » в районе метаморфических пород                                       | 0,90           |      |
| 39              | » в долине с россыпью и (или) ее бортах золотого оруденения            | 0,79           |      |
| 44              | Развитие золотого оруденения в разных частях течения                   | 0,74           |      |
| 18              | » в плотиках свежих плотных пород                                      | 0,71           |      |
| 4               | » в плотиках осадочных пород (мезозойского возраста)                   | 0,70           | II   |
| 11              | Распространение в районе осадочных пород (мезозойского возраста)       | 0,69           |      |
| 28              | Развитие эпitherмального ртутно-сурьмяного золоторудного комплекса     | 0,65           |      |
| 10              | Развитие в районе эффузивных (мезозойских) образований                 | 0,61           |      |
| 22              | Развитие глинистых плотиков                                            | 0,61           |      |
| 24              | » в районе россыпей эндогенных рудопроявлений золота                   | 0,59           |      |
| 26              | » антимонитовой рудной минерализации                                   | 0,56           |      |
| 7               | Приуроченность к мульдам и впадинам                                    | 0,52           |      |
| 19              | Развитие элювия плотика                                                | 0,50           |      |
| 25              | » в районе россыпи молибденового оруденения                            | 0,49           |      |
| 3               | » в плотиках эффузивов                                                 | 0,48           | III  |
| 41              | » в верховых и на вершинных водоразделах золотого оруденения           | 0,46           |      |
| 27              | Развитие в районе эндогенного оруденения других типов                  | 0,40           |      |
| 36              | » в районе россыпи золото-турмалинового оруденения                     | 0,38           |      |
| 40              | » эндогенного оруденения на водоразделах                               | 0,30           |      |
| 20              | » в плотиках слаболигифицированных осадочных пород                     | 0,30           |      |
| 29              | » в районе россыпи золото-молибденового комплекса                      | 0,30           |      |
| 8               | » в районе изверженных пород                                           | 0,30           |      |
| 43              | Локализация эндогенного оруденения в верхних частях россыпей и выше их | 0,29           |      |
| 37              | Развитие магнетитовых пород с наложенной золотой минерализацией        | 0,26           |      |
| 16              | Развитие протерозойского магматизма                                    | 0,26           | III  |
| 23              | » в районе россыпей эндогенных месторождений золота                    | 0,26           |      |
| 45              | Присутствие в эндогенных рудах видимого золота                         | 0,24           |      |
| 32              | Развитие метасоматических и вкрапленных руд золота                     | 0,24           |      |
| 2               | » в плотиках гранитоидов                                               | 0,19           |      |
| 33              | » в районе россыпи мало- и умеренно сульфидных руд                     | 0,19           |      |
| 14              | » раннемезозойского интрузивного комплекса                             | 0,15           |      |
| 38              | » наложенной золотой минерализации на породы другого состава           | 0,11           |      |
| 30              | Развитие гидротермального оруденения                                   | 0,11           |      |
| 6               | Приуроченность россыпей к киммерийскому складчатому поясу              | 0,11           |      |
| 35              | Развитие скарнов с наложенной золотой минерализацией                   | 0,10           | III  |
| 31              | » жил выполнения                                                       | 0,05           |      |
| 5               | Приуроченность к герцинскому складчатому поясу                         | 0,00           |      |
| 12              | Развитие молодого дайкового комплекса                                  | 0,00           |      |
| 17              | » архейского интрузивного комплекса                                    | 0,00           | III  |

состав и морфология россыпного золота и др. Совершенно очевидно, что подобная неравномерность делает материал плохо сопоставимым, что отрицательно сказывается на результатах любых исследований.

На рис. 1 показаны значения суммарных коэффициентов различия  $K$  между каждым из четырех классов россыпей и соответствие этих значений разнице в размерах сравниваемых классов. Суммарный коэффициент по всем четырем группам признаков для разных пар классов



Таблица 5

Ранжированные по величине межклассовых различий ( $R_i$ ) ряды характеристических признаков (X) геоморфологической III группы

| Индекс признака | Характеристический признак                                                     | Значение $R_i$ | Ранг |
|-----------------|--------------------------------------------------------------------------------|----------------|------|
| 15              | Продольный уклон меньше (больше) 0,020                                         | 1,5            | I    |
| 19              | Длина долины больше (меньше) 10 км                                             | 1,4            |      |
| 14              | Приуроченность россыпей к долинам со средним (0,005—0,0020) продольным уклоном | 1,2            |      |
| 16              | Приуроченность россыпей к долинам I—II порядка                                 | 1,2            |      |
| 35              | » » » с правой асимметрией                                                     | 0,3            |      |
| 21              | » » » длиной от 30 до 90 км                                                    | 0,8            |      |
| 17              | » » » III—IV порядка                                                           | 0,7            |      |
| 27              | Продольный уклон долины с россыпью близок к среднему уклону                    | 0,6            |      |
| 33              | Асимметричность долины $K > 1,5$                                               | 0,5            |      |
| 28              | Продольный уклон долины аномально пологий                                      | 0,5            | II   |
| 3               | Приуроченность россыпей к долинам ЮЗ—СВ простирания                            | 0,49           |      |
| 9               | » » » с ЮЗ течением рек                                                        | 0,49           |      |
| 24              | » » » близким по длине к средней                                               | 0,48           |      |
| 18              | » » » V—VI порядка                                                             | 0,47           |      |
| 36              | Густота речной сети не очень высокая ( $K < 0,7$ )                             | 0,43           |      |
| 39              | Асимметричность речных бассейнов                                               | 0,42           |      |
| 8               | Приуроченность россыпей к долинам с ЮЗ течением рек                            | 0,41           |      |
| 10              | » » » с ЮВ течением рек                                                        | 0,41           |      |
| 2               | » » » к субширотным долинам                                                    | 0,40           |      |
| 25              | » » » к аномально коротким долинам                                             | 0,40           | III  |
| 34              | Принимающая долина и долина с россыпью близкого порядка                        | 0,38           |      |
| 40              | Приуроченность золотоносной долины к бассейну с правой асимметрией             | 0,35           |      |
| 26              | Приуроченность россыпей к аномально крутым долинам                             | 0,32           |      |
| 38              | Густота речной сети средняя (0,5—0,7)                                          | 0,30           |      |
| 30              | Приуроченность россыпей к долинам со средним (150—250 м) врезом                | 0,30           |      |
| 31              | » » » к существенно (более 250 м) врезанным долинам                            | 0,30           |      |
| 32              | Приуроченность россыпей к глубоко (более 400 м) врезанным долинам              | 0,29           |      |
| 4               | Приуроченность россыпей к долинам СЗ—ЮВ простирания                            | 0,29           |      |
| 12              | Приуроченность к долинам с СВ течением рек                                     | 0,29           |      |
| 20              | » россыпей к средним (10—30 км) по длине долинам                               | 0,28           | III  |
| 7               | » к долинам с восточным течением                                               | 0,27           |      |
| 1               | » россыпей к субмеридиональным долинам                                         | 0,26           |      |
| 13              | Продольный уклон долины менее 0,005                                            | 0,24           |      |
| 5               | Приуроченность к долинам с южным течением                                      | 0,20           |      |
| 23              | » к аномально длинным долинам                                                  | 0,15           |      |
| 22              | » к очень длинным долинам                                                      | 0,15           |      |
| 37              | Густота речной сети низкая ( $K < 0,5$ )                                       | 0,15           |      |
| 6               | Приуроченность к долинам с северным течением                                   | 0,14           |      |
| 11              | » к долинам с СЗ течением                                                      | 0,12           |      |

неодинаков. Важно, что величина коэффициента межклассового различия соответствует разнице в размерах сравниваемых классов. В частности, суммарный коэффициент различия между классами «а» и «г» в 2,5 раза больше, чем между классами «в» и «г». Различия между классами «б» и «в» по вычисленным параметрам оказались несущественными, что свидетельствует о том, что классы «б» и «в» целесообразней было бы объединить в один класс, а общее количество классов ограничить тремя (а не четырьмя).

Рассматривая значения коэффициентов различия между разными классами, вычисленных отдельно по каждой из четырех групп признаков (см. рис. 1), можно видеть, что здесь соответствие их разнице в размерах

Таблица 6

Ранжированные по величине межклассовых различий ( $R_i$ ) ряды характеристических признаков (X) вещественной (IV) группы

| Индекс признака | Характеристический признак                                                               | Значение $R_i$ | Ранг |
|-----------------|------------------------------------------------------------------------------------------|----------------|------|
| 1               | 2                                                                                        | 3              | 4    |
| 3               | Продуктивность аллювиальных отложений более 300 ед. на 1 пог. км                         | 2,0            | I    |
| 4               | Относительно богатые россыпи                                                             | 1,6            |      |
| 6               | Наличие очень высокопробного золота в россыпи (900)                                      | 1,5            |      |
| 15              | Наличие в основании галечников прослой глины и (или) глинисто-щебнистых отложений        | 1,4            |      |
| 43              | Сильная степень отработанности россыпей                                                  | 1,4            |      |
| 7               | Наличие высокопробного золота (800—900) в россыпях                                       | 1,3            |      |
| 2               | Продуктивность аллювиальных отложений от 300 до 600 ед. на 1 пог. км долины              | 1,0            |      |
| 47              | Возможность и степень отработки драгами                                                  | 1,0            |      |
| 33              | Присутствие в аллювии гальки и гравия магнетитов                                         | 0,8            |      |
| 37              | Присутствие в шлихах сульфидов, часто лимонитизированных                                 | 0,7            |      |
| 1               | Продуктивность аллювиальных отложений очень высокая (более 600 кг на 1 пог. км долины)   | 0,7            | II   |
| 14              | Наличие окатанного и пластинчатого золота в россыпях                                     | 0,69           |      |
| 11              | Присутствие мелкого золота                                                               | 0,6            |      |
| 10              | Присутствие небольших самородков                                                         | 0,55           |      |
| 5               | В россыпях часто встречаются богатые пески                                               | 0,5            |      |
| 16              | Глинистость галечников повышенная                                                        | 0,5            |      |
| 42              | Развитие мерзлоты в россыпи                                                              | 0,4            |      |
| 29              | Хорошая степень окатанности обломочного материала                                        | 0,4            |      |
| 40              | Присутствие в шлихах киновари                                                            | 0,39           |      |
| 27              | Слабая (неслабая) степень окатанности обломочного материала                              | 0,39           |      |
| 22              | Присутствие в аллювии гальки и гравия лимонитов                                          | 0,35           | III  |
| 30              | Присутствие в россыпях хорошо окатанной экзотической гальки                              | 0,35           |      |
| 33              | Присутствие среды основных тяжелых минералов аллювиальных шлихов амфибола                | 0,35           |      |
| 44              | Средняя степень отработанности россыпей                                                  | 0,33           |      |
| 18              | Валунистость (каменнистость) россыпей сильная                                            | 0,33           |      |
| 24              | Присутствие в россыпях обломков и галек метасоматитов, халцедоноидного кварца, кварцитов | 0,30           |      |
| 38              | Присутствие в шлихах лимонитов                                                           | 0,30           |      |
| 19              | Возрастание валунистости по разрезу россыпи                                              | 0,28           |      |
| 9               | Присутствие крупных самородков                                                           | 0,27           |      |
| 12              | Присутствие в россыпях крупного и среднего по крупности золота                           | 0,27           |      |
| 28              | Средняя степень окатанности обломочного материала                                        | 0,26           | III  |
| 13              | Присутствие в россыпях неокатанного и слабоокатанного золота                             | 0,26           |      |
| 53              | Присутствие в средних и нижних по течению частях россыпей слабоизмененного золота        | 0,26           |      |
| 45              | Слабая степень отработанности россыпей (и не затронутые отработкой россыпи)              | 0,25           |      |
| 8               | Присутствие в россыпях низкопробного золота (менее 700)                                  | 0,24           |      |
| 25              | Присутствие в россыпях обломков и галек рудных пород с видимым золотом                   | 0,22           |      |
| 31              | Равномерность окатанности обломочного материала                                          | 0,21           |      |
| 21              | Присутствие в россыпях обломков и рудных пород лимонитизированных пород                  | 0,20           |      |
| 39              | Присутствие в шлихах турмалина                                                           | 0,13           |      |
| 46              | Россыпи затронуты раздельной старательской обработкой                                    | 0,12           |      |
| 26              | Присутствие в россыпях галек и обломков рудных пород                                     | 0,12           | III  |
| 49              | Наличие в россыпях сростков золота с кварцем                                             | 0,10           |      |
| 17              | Валунистость россыпей средняя и слабая                                                   | 0,0            |      |
| 20              | Полимиктовость (олигомиктовость) аллювия                                                 | 0,0            |      |



| 1  | 2                                                                         | 3   | 4 |
|----|---------------------------------------------------------------------------|-----|---|
| 32 | Полимиктовость (олигомиктовость) тяжелой фракции аллювиальных шихов       | 0,0 |   |
| 34 | Присутствие среди основных тяжелых минералов аллювиальных шихов магнетита | 0,0 |   |
| 35 | Присутствие среди основных тяжелых минералов аллювиальных шихов амфибола  | 0,0 |   |
| 36 | Присутствие среди основных тяжелых минералов аллювиальных шихов эпидота   | 0,0 |   |
| 41 | Выход тяжелой фракции менее 10 кг/м <sup>3</sup>                          | 0,0 |   |

выражено слабее, чем для суммарного коэффициента. Судя по степени соответствия, лучше других разделяют классы россыпей признаки вещественной группы (IV), затем пространственно-временной (I), далее геологической и металлогенической (II) и, наконец, признаки геоморфологической (III) группы.

Поскольку признаки имеют неодинаковые различающие веса, их можно упорядочить, т. е. расположить в определенный, последовательно убывающий или возрастающий ряд. Такие упорядоченные (ранжированные) кривые (рис. 2) позволяют оценить относительную возможность с помощью групп признаков различить те или иные классы, а также выделить в каждой группе наиболее различающие признаки и, таким образом, наметить пути сокращения числа признаков. Кроме того, с их помощью можно проверить вывод о соответствии величин коэффициентов межклассового различия разнице в размерах россыпей.

Различающую способность разных групп признаков можно оценить, например, сравнением средних значений первых десяти признаков каждой группы или, что то же самое, сравнением площадей, образованных левыми частями кривых (см. рис. 2). Проведя это сравнение, приходим к выводу, что классы различаются между собой I и IV группами признаков (пространственно-временными и вещественными) в 1,3—2,0 раза лучше (сильнее), чем II и III группами (геологическими и геоморфологическими) признаков.

Вещественная группа признаков оказывается наиболее важной в диагностическом и генетическом отношении. Наименьшее значение имеют в целом геоморфологические признаки. Однако следует отметить, что

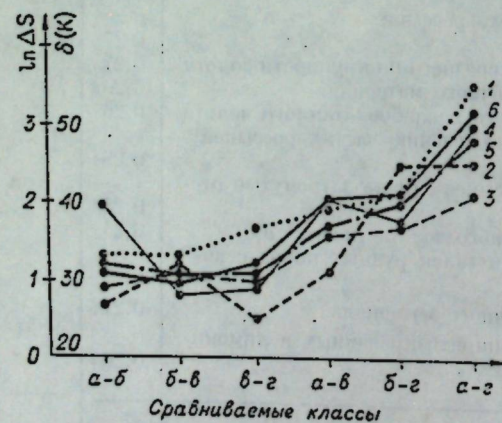


Рис. 1. График соответствия коэффициента различия между классами россыпей (а, б, в, г) по группам признаков (δ, К), разнице в размерах россыпей (lnΔS)  
1—4 — коэффициенты различия между классами (δ, К) по каждой из групп признаков, 1 — по I, 2 — по II, 3 — по III, 4 — по IV группе; 5 — усредненный коэффициент по всем группам; 6 — различие между классами россыпей по их размерам.

полученные выводы относятся к данному перечню признаков (см. табл. 2) и к конкретному району. Возможно, что они в какой-то степени связаны с недостаточной профессиональностью проведенного геоморфметрического изучения, и при более глубоком геоморфологическом анализе роль этой группы могла бы повыситься. Естественно предположить, что она должна повыситься и при анализе россыпной золотоносности территории с более сложным геоморфологическим строением и с большим разнообразием развитых на ней типов россыпей. При этом надо иметь в виду, что относительно слабое значение геоморфологической

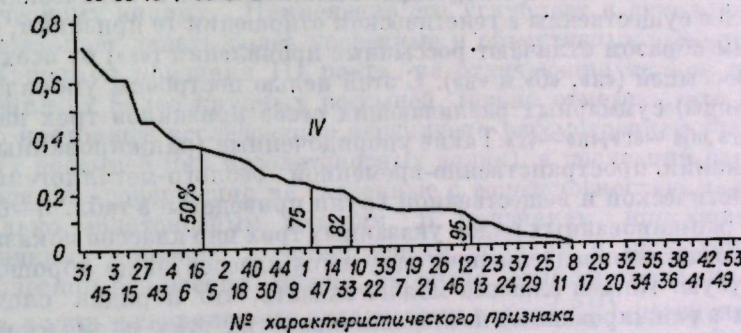
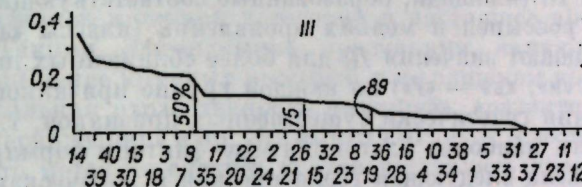
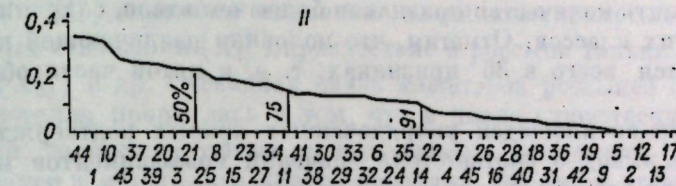
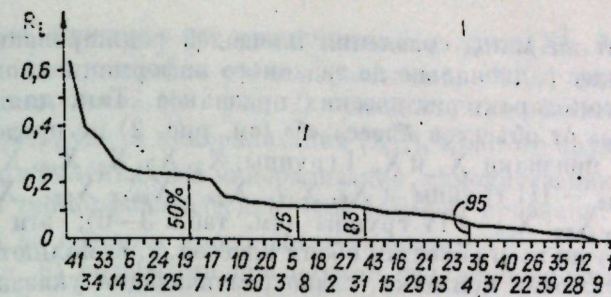


Рис. 2. Упорядоченные кривые различающих весов ( $R_i$ ) признаков между классами «а» и «б» по I, II, III и IV группам.

группы признаков в целом не исключает высокого значения отдельных геоморфологических признаков, таких, например, как длина и уклон золотоносных долин. С другой стороны, положение о слабом влиянии современной геоморфологической обстановки на размеры и богатство долинных россыпей золота также вполне вероятно и уже высказывалось в литературе (Карташов, 1972, с. 85). Оно представляется особенно естественным в свете высказываемых в последнее время многими исследователями соображений об очень слабой транспортабельности самородного относительно крупного (не «косового») золота, остаточном характере накопления россыпных концентраций, формирующихся в течение длительной истории континентального развития территорий, в отдельных этапах которой были различные геоморфологические обстановки; большего влияния на процесс образования таких аллювиальных россыпей глубины эрозионного вреза, размеров и характера коренного оруденения, древних зон окисления и кор выветривания и некоторых других моментов. Современная же геоморфологическая обстановка зачастую (но не всегда!) выглядит на фоне сказанного малозначительным фактором.



Используя тот же метод сравнения площадей ранжированных кривых, можно наиболее рационально до заданного информационного предела сократить список характеристических признаков. Так, для отличия объектов класса «а» от объектов класса «б» (см. рис. 2) не представляют никакой ценности признаки  $X_1$  и  $X_9$  I группы;  $X_9, X_5, X_2, X_{12}, X_{13}, X_{17}$  — II группы;  $X_{11}, X_{12}$  — III группы и  $X_8, X_{17}, X_{23}, X_{20}, X_{32}, X_{34}, X_{35}, X_{36}, X_{38}, X_{41}, X_{42}, X_{49}, X_{53}$  — IV группы (см. табл. 3—6); эти признаки одинаково присущи всем объектам обоих классов, т. е. являются отождествляющими. Исключив признаки, слабо различающие указанные два класса и составляющие 25% от суммы всех информационных весов, мы можем уменьшить количество признаков более чем вдвое, сохранив четкое разделение этих классов. Отметим, что половина различающей информации содержится всего в 36 признаках, т. е. в пятой части общего их количества.

Сопоставление площадей упорядоченных кривых подтверждает сделанный ранее вывод о соответствии значений коэффициентов межклассового различия разнице в размерах сравниваемых классов. Действительно, средние значения  $R_i$  (площади, образованные соответствующими кривыми) для крупных россыпей и мелких проявлений (классы «а» и «г») в 2,0—2,5 раза, превышают значения  $R_i$  для более сближенных пар классов («а» — «б», «б» — «в», «в» — «г») по каждой группе признаков.

В основу выделения генетически существенных признаков, т. е. признаков, отображающих наиболее благоприятные факторы формирования россыпей, была положена следующая геологическая и логическая посылка: наиболее существенны в генетическом отношении те признаки, которые наилучшим образом отличают россыпные проявления («г») от всех других классов россыпей («а», «б» и «в»). С этой целью построены упорядоченные кривые (ряды) суммарных различающих весов признаков трех пар классов: «а» — «г», «б» — «г», «в» — «г». Такие упорядоченные (ранжированные) ряды для признания пространственно-временной геолого-металлогенической геоморфологической и вещественной группы приведены в табл. 3—6. Сопоставление ранжированных рядов указанных трех пар классов показало, что признаки, отчетливо разделяющие одну пару классов, чаще хорошо разделяют и другую. Иными словами можно сказать, что порядок следования признаков в ранжированных последовательностях этих пар классов («а» — «г», «б» — «г», «в» — «г») одинаков и при их суммировании существенно не нарушается. Это обстоятельство в какой-то степени подкрепляет правомерность сделанной геологической предпосылки и позволяет более уверенно интерпретировать упорядоченные ряды суммарных различающих весов. Не меньший интерес для генетического анализа россыпной золотоносности могло бы дать аналогичное сравнение золотоносных и незолотоносных долин. Однако по ряду причин, и в том числе по причине слабости охарактеризованности последних, подобное сравнение не было проведено.

Таким образом, последовательность в порядке убывания диагностической и генетической важности характеристических признаков и разбиение этих последовательностей на ранги можно рассматривать как классификацию признаков по диагностической и генетической существенности. Наиболее существенны признаки первого ранга с максимальным значением  $R_i$  и наименее — признаки последнего ранга.

Естественно, что максимальный интерес представляют признаки I ранга, среди которых особое место занимают признаки, позволяющие увидеть геологические факторы, более других влияющие на процесс формирования россыпей. К числу последних, по-видимому, следует отнести такие пространственно-временные признаки (см. табл. 3), как наличие в долинах остатков террасовых и увальных россыпей ( $X_{11}^I$ ), признаки, характеризующие соотношение золотоносности основной долины с золото-

носностью притоков и принимающей долины ( $X_{26}^I, X_{29}^I, X_{30}^I, X_{31}^I, X_{33}^I$ ), высокая насыщенность района россыпями ( $X_{38}^I$ ), либо такие геолого-металлогенические (см. рис. 2) признаки, как развитие богатой сульфидами золоторудной минерализации ( $X_{34}^{II}$ ), золотого оруденения ( $X_{39}^{II}, X_{42}^{II}$ ), развитие в плотиках зон минерализации, лимонитизации и дробления ( $X_{21}^{II}$ ), а также геоморфологические (см. табл. 5) признаки: приуроченность к долинам со средним продольным уклоном ( $X_{14}^{III}, X_{15}^{III}$ ). Из вещественных (см. табл. 6) подобными признаками являются признаки, характеризующие морфологию, размер и пробыность золота в россыпях ( $X_6^{IV}, X_7^{IV}, X_{10}^{IV}, X_{11}^{IV}, X_{14}^{IV}$ ), наличие в основании галечников глинистых или глинисто-щебнистых отложений ( $X_{15}^{IV}$ ), присутствие в россыпи гальки и гравия магнетита ( $X_{23}^{IV}$ ) и др. Очевидная связь масштабов россыпей с содержанием в них металла проявилась в том, что в числе существенных оказались признаки, характеризующие продуктивность отложений ( $X_1^{IV}, X_5^{IV}$ ).

Следует заметить, что многие признаки уже были отнесены предыдущими исследователями в разряд благоприятных. Нахождение ряда других признаков в данной категории в настоящее время кажется «очевидным». Такими «очевидными» признаками являются: «приуроченность более или менее крупных россыпей к не слишком коротким и узким долинам», «сильная отработанность россыпей», «развитие в районе золоторудной минерализации» и пр. Эти факты выглядят естественными. Они показывают, что метод не следует противопоставлять повседневно проводимому геологическому анализу. Применение его углубляет и дополняет последний и позволяет делать более уверенные и объективные выводы.

Анализируя признаки III ранга, не отличающие мелкие россыпные проявления от более крупных россыпей, можно отметить, что в связи с тем, что настоящее исследование ограничено рассмотрением только золотоносных россыпей (без незолотоносных долин), в последний ранг попали как признаки, совершенно не связанные с золотоносностью, так и присущие только золотоносным долинам. К признакам, присущим вообще четвертичному аллювию и четвертичным долинам и малосущественным в генетическом отношении, можно, вероятно, отнести такие, как приуроченность долин к герцинскому складчатому поясу ( $X_5^{II}$ ), развитие в районе архейского интрузивного комплекса ( $X_{17}^{II}$ ), полимиктовость ( $X_{20}^{IV}$ ) и валунность ( $X_{17}^{IV}$ ) аллювиальных отложений, а также содержание в них тяжелой фракции ( $X_{41}^{IV}$ ) и некоторых породообразующих минералов ( $X_{34-36}^{IV}$ ). Такие признаки III ранга, как развитие молодого (мезозойского) дайкового комплекса ( $X_{12}^{II}$ ), присутствие в аллювии обломков рудных пород ( $X_{26}^{IV}$ ), наличие в аллювиальных отложениях сростков кварца с золотом ( $X_{49}^{IV}$ ), хотя и не отличают россыпи от мелких проявлений, по-видимому, могут быть характерными для золотоносных долин, т. е. связанными с золотоносностью.

В табл. 7 и 8 приведены подобные разобранным выше (см. табл. 3—6) упорядоченные по межклассовому различию ряды, но не характеристических, а геологических признаков каждой из четырех групп. Их можно рассматривать как расклассифицированные по генетической и диагностической существенности ряды признаков более общего порядка.

Геологическая интерпретация этих рядов также представляет безусловный интерес. Например, анализируя ряд вещественной группы (см. табл. 7), можно видеть, что наиболее «важными» геологическими признаками, лучше других различающими россыпи и мелкие россыпные проявления, являются продуктивность россыпи и степень отработанности россыпей. В ней металла, пробыность золота и степень отработанности россыпей. В этом смысле малопоказательны петрографический состав и окатанность



Таблица 7

Упорядоченные по степени межклассового различия ( $R_i$ ) (классификационные) ряды геологических признаков вещественной и геоморфологической группы

| Геологические признаки                           | $R_i$ | Кривая $R_i$ |
|--------------------------------------------------|-------|--------------|
| <i>Вещественные</i>                              |       |              |
| Продуктивность по линейным запасам . . . . .     | 1,20  |              |
| Степень концентрации металла в россыпи . . . . . | 1,05  |              |
| Пробность золота . . . . .                       | 0,90  |              |
| Степень отработанности россыпей . . . . .        | 0,61  |              |
| Гранулометрический состав аллювия . . . . .      | 0,50  |              |
| Окатанность золота . . . . .                     | 0,48  |              |
| Минералогический состав шлихов . . . . .         | 0,46  |              |
| Крупность золота . . . . .                       | 0,45  |              |
| Окатанность обломочного материала . . . . .      | 0,36  |              |
| Петрографический состав аллювия . . . . .        | 0,26  |              |
| Наличие сростков золота . . . . .                | 0,15  |              |
| <i>Геоморфологические</i>                        |       |              |
| Продольный уклон долины . . . . .                | 0,95  |              |
| Порядок долины . . . . .                         | 0,79  |              |
| Асимметричность долины . . . . .                 | 0,72  |              |
| Длина долины . . . . .                           | 0,59  |              |
| Отклонение от «среднего» уклона долины . . . . . | 0,50  |              |
| Асимметричность бассейнов . . . . .              | 0,38  |              |
| Соотношение порядков долины . . . . .            | 0,31  |              |
| Азимут простирания долины . . . . .              | 0,31  |              |
| Отклонение от «средней» длины долины . . . . .   | 0,31  |              |
| Густота речной сети . . . . .                    | 0,26  |              |
| Направление течения реки . . . . .               | 0,26  |              |
| Врез долины . . . . .                            | 0,26  |              |

обломочного материала аллювия, наличие или отсутствие сростков золота в нем и некоторые др. В геоморфологической группе признаками наиболее высокого ранга являются продольный уклон, порядок, симметричность и длина золотоносных долин, а признаками наиболее низкого ранга — ориентированность и глубина вреза долин (см. табл. 7). Как легко убедиться, рассматриваемые ряды геологических признаков довольно хорошо согласуются с описанными ранее подобными рядами характеристических признаков и в целом не противоречат имеющемуся геологическому опыту. Важно подчеркнуть, что они получены совершенно объективно, согласно со сделанной вначале геологической посылкой.

Внимательный анализ других рангов рассмотренных рядов и рядов, приведенных в табл. 6, на чем мы здесь не останавливаемся, также может представить определенный интерес.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Проведенное упорядочение признаков по их генетической и диагностической сущности на основании степени межклассового различия позволяет выявить факторы, наиболее благоприятно влияющие на формирование россыпей золота в конкретном золотоносном районе и дает возможность сократить объем необходимой геологической информации за счет исключения несущественных признаков.

2. Наиболее существенными признаками для разделения рассмотренных россыпей конкретного района по классам крупности являются признаки вещественной группы, затем пространственно-временной, далее геолого-металлогенической и, наконец, признаки геоморфологической группы.

3. Математическая обработка показала, что предварительная группировка россыпей на четыре класса на профессиональном уровне прове-

Таблица 8

Упорядоченные по степени межклассового различия ( $R_i$ ) (классификационные) ряды геологических признаков геолого-металлогенической и пространственно-временной группы

| Геологические признаки                                 | $R_i$ | Кривая $R_i$ |
|--------------------------------------------------------|-------|--------------|
| • Геолого-металлогенические                            |       |              |
| Тип оруденения по количеству сульфидов . . . . .       | 0,90  |              |
| Характер плотика (разрушенность) . . . . .             | 0,62  |              |
| Местоположение коренного оруденения . . . . .          | 0,61  |              |
| Петрографический состав плотиков . . . . .             | 0,57  |              |
| Возраст интрузивных комплексов . . . . .               | 0,50  |              |
| Геологическое положение россыпи . . . . .              | 0,49  |              |
| Минеральный тип золотого оруденения . . . . .          | 0,48  |              |
| Масштабы эндогенного оруденения . . . . .              | 0,46  |              |
| Размеры выделений золота в рудах . . . . .             | 0,25  |              |
| Геотектоническое положение россыпи . . . . .           | 0,21  |              |
| Типы предрудных процессов . . . . .                    | 0,20  |              |
| Развитие жил выполнения (либо замещения) . . . . .     | 0,15  |              |
| Генезис эндогенного оруденения . . . . .               | 0,12  |              |
| Пространственно-временные                              |       |              |
| Ширина россыпи . . . . .                               | 1,00  |              |
| Золотоносность рыхлых отложений в р-не . . . . .       | 1,00  |              |
| » более крупной реки . . . . .                         | 0,75  |              |
| » притоков . . . . .                                   | 0,72  |              |
| Характер выклинивания вверх по течению . . . . .       | 0,70  |              |
| Протяженность россыпи . . . . .                        | 0,66  |              |
| Соотношение россыпи и золотоносного узла . . . . .     | 0,61  |              |
| » эндогенного и россыпного оруденения . . . . .        | 0,42  |              |
| Мощность аллювия . . . . .                             | 0,33  |              |
| Приуроченность россыпи по течению . . . . .            | 0,31  |              |
| Морфогенетические и возрастные типы россыпей . . . . . | 0,30  |              |
| Приуроченность россыпи по разрезу . . . . .            | 0,28  |              |
| Характер перехода вниз по течению . . . . .            | 0,26  |              |
| Соотношение мощности песков и торфов . . . . .         | 0,24  |              |
| » длины россыпи и долины . . . . .                     | 0,23  |              |

дена в основном правильно, хотя классы средних («б») и мелких («в») россыпей целесообразнее объединить в один, так как межклассовое родство объектов в этих классах велико.

4. Совпадение полученных результатов с реальными данными говорит о надежности метода, дающего возможность более глубоко проводить обобщение и анализ геологической информации, содержащейся в рукописных и картографических документах.

5. Описываемый подход позволяет объективно оценивать качество и сопоставимость исходных материалов с точки зрения полноты характеристики геологических объектов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Дмитриев А. Н., Журавлев Ю. И., Кренделев Ф. П. Об одном принципе классификации и прогноза геологических объектов и явлений. — «Геол. и геофиз.», 1968, № 5, с. 50—84.  
 Дмитриев А. Н., Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Логико-математическая обработка информации при выявлении перспективности сульфидного оруденения в некоторых трапповых интрузиях Севера Сибирской платформы. — «Геол. и геофиз.», 1968, № 11, с. 95—101.  
 Нестеренко Г. В., Дмитриев А. Н., Кренделев Ф. П., Осинцев С. Р., Штатнова Т. И. Сравнительное изучение россыпей с помощью логико-дискретного анализа



(на примере Восточного Забайкалья). — В кн.: Проблемы геологии россыпей (тезисы докладов III Всесоюзного совещания по геологии россыпей). Магадан, 1969, с. 178—180.

Трофимук А. А., Вышемирский В. В., Дмитриев А. Н., Рябов В. В., Вышемирская О. П., Олли И. А., Штатнова Т. П. — О сравнительном изучении гигантских месторождений нефти с использованием логико-дискретного анализа. «Геология нефти и газа», 1969, № 6, с. 17—25.

А. П. БЕРЗИНА, В. И. СОТНИКОВ, В. Н. КОРОЛЮК

## СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СОСТАВА БИОТИТОВ И ХЛОРИТОВ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИБИРИ И СРЕДНЕЙ АЗИИ

Медно-молибденовая минерализация в различных районах Советского Союза наряду с проявлением общих признаков, характерных для медно-молибденовой рудной формации в целом, имеет свои специфические особенности, что находит отражение в различном способе проявления магматизма, образовании различных фаций гидротермально измененных пород и т. д. В частности, специфика развития эндогенного процесса хорошо иллюстрируется на примере анализа химического состава породообразующих минералов, таких как биотит, хлорит и др. Было показано (Moore, Czamanske, 1973; Beane, 1974; Kesler e. a., 1975; Parry, Jacobs, 1975), что состав биотита отражает специфику химизма магмы и растворов, из которых он образуется. Анализ состава биотитов и хлоритов интересен также при решении вопроса об источниках вещества рудообразующих растворов.

### БИОТИТ

На рассматриваемых месторождениях отмечается магматический биотит гранитоидов рудоносного интрузивного комплекса, а также вмещающих более древних интрузивных образований и метасоматический биотит, образующий совместно с калишпатом и кварцем крупные тела гидротермально измененных пород.

На месторождениях Восточного Забайкалья были изучены биотиты гранитов олекминского и аленуевского комплексов, гранитов Амуджикана, гранитов и гранит-порфиров амананского и жирекенского комплексов, а также биотит-калишпатовых метасоматитов.

На месторождениях Кузнецкого Алатау биотит изучался в гранитоидах нижнепалеозойского комплекса и порфирах субвулканического (рудоносного) комплекса, биотит-калишпатовых и несколько более поздних по времени образования биотит-альбитовых метасоматитах.

В Средней Азии и Казахстане изучались биотиты рудоносных гранодиорит-порфиров Коунрада и сиенит-диоритов Кальмакыра.

Определение состава биотита и хлорита проводилось на микроанализаторе MS-46. Для биотита суммарное Fe пересчитывалось на трех- и двухвалентное с учетом коэффициента их отношения в эталонных образцах.

**Хлор и фтор.** Биотиты месторождений Восточного Забайкалья обычно содержат в своем составе оба этих элемента. Отмечается уменьшение содержания хлора и увеличение фтора в биотитах гранитов амананского и жирекенского (жирекенского) комплексов по сравнению с палеозойскими породами. Так, содержание фтора в биотитах гранитов аленуевского,

олекминского комплексов и гранитов Амуджикана составляет около 0,50%. Содержание его в биотитах неизмененных гранитов амананского и жирекенского комплексов близки и составляют 0,87—1,03%. Повышается содержание фтора в биотитах гранитов, несущих признаки гидротермального изменения (особенно № 467, 468, 512). Максимальное содержание элемента характерно для метасоматического биотита биотит-калишпатовых образований (№ 801). Хлор в последнем биотите не обнаружен.

Отличительной особенностью биотитов из пород субвулканического комплекса Кузнецкого Алатау (в том числе и метасоматитов) является отсутствие (в пределах чувствительности анализа) в них хлора. Хлор постоянно отмечается лишь в биотитах нижнепалеозойского комплекса в количествах значительно меньших, чем в биотитах Восточного Забайкалья. Содержание фтора в биотитах из пород рудоносного комплекса значительно превышает его содержание в гранитоидах нижнепалеозойского комплекса и достигает максимума в биотитах калишпатовых метасоматитов (3,23%). В биотите альбититов (№ 720а) и гранитов с наложенной альбитизацией (№ 561) содержание фтора понижается.

В биотитах гранодиорит-порфиров Коунрада отмечаются низкие содержания фтора и хлора. Для сиенит-диоритов Кальмакырского месторождения характерны высокие (максимальные среди всех рассмотренных пород) содержания хлора в биотитах.

Содержание хлора и фтора в биотитах представляет интерес в связи с вопросом о специализации магматических комплексов на эти элементы. Так, анализы биотитов свидетельствуют об обогащении фтором рудоносных интрузивных и метасоматических образований на месторождениях Кузнецкого Алатау и Восточного Забайкалья, а хлором — образований Кальмакырского месторождения.

Специализация на указанные элементы эндогенных образований рассматриваемых регионов подтверждается также спецификой состава апатитов (Берзина и др., 1974) и газовой-жидких включений в кварце.

Содержание фтора в биотитах, являющееся также показателем щелочности среды (Kesler e. a., 1975), на месторождениях Кузнецкого Алатау и Восточного Забайкалья достигает максимума в биотитах из гранитов и гранит-порфиров повышенной щелочности и биотит-калишпатовых метасоматитов. Высказанное ранее предположение об использовании содержания галоидов в биотитах при решении вопроса о рудоносности магматических образований последними исследованиями не подтверждается (Kesler e. a., 1975; Parry, Jacobs, 1975). На рассматриваемых нами месторождениях отмечается повышенное содержание фтора и в меньшей мере хлора в биотитах и апатитах рудоносного комплекса, что обусловлено повышенной щелочностью эндогенных образований. Согласно Кеслеру и др. (Kesler e. a., 1975), тенденция увеличения содержания галоидов в связи с повышенной щелочностью среды сохраняется также и для рудоносных комплексов.

Барий в исследованных биотитах отмечается постоянно. Особенно он характерен для биотитов Кузнецкого Алатау, где его содержание в одной из проб биотита кварцевых порфиров Ипчульского месторождения достигает 1,29%. Резко понижено количество бария в биотитах Коунрадского и Кальмакырского месторождений.

Повышенное содержание бария в биотитах Кузнецкого Алатау хорошо согласуется с его высоким содержанием в калиевых полевых шпатах Сорского месторождения (Берзина и др., 1966). Характерна высокая дисперсия содержания бария в биотитах пород субвулканического рудоносного комплекса. Заметно понижается количество его в биотитах кварц-биотит-полевошпатовых метасоматитов (в отличие от калишпатов, в которых возрастает содержание бария от магматических минералов к метасоматическим).



Повышенная дисперсия содержаний бария характерна и для биотитов пород субвулканического рудоносного комплекса Жирекенского месторождения. При этом в биотите из биотит-калшпатовых метасоматитов Жирекена барий не обнаружен.

**Алюминий.** Биотиты месторождений Кузнецкого Алатау и Восточного Забайкалья обеднены глиноземом. В большинстве проанализированных биотитов алюминий в шестерной координации отсутствует, и некоторая часть алюминия в четвертной координации замещена титаном. Отмечается повышенное содержание титана в биотитах с меньшей суммой алюминия и кремния. Максимальное содержание алюминия установлено в биотите альбититов Соры (№ 720а). Биотит из биотит-калшпатовых метасоматитов Сорского месторождения (№ 583) характеризуется заметно пониженным (как относительно альбититов, так и неизмененных пород) количеством алюминия. Характерно, что содержание титана понижено в биотитах альбититов и биотит-калшпатовых метасоматитов. Некоторое сокращение количества титана фиксируется и для биотита биотит-калшпатовых метасоматитов Жирекенского месторождения (№ 801). Понижение содержания титана отмечалось также в гидротермальных биотитах месторождения Бингем (Moore, Szamanske, 1973) и объяснялось перераспределением титана вследствие образования рутила.

В биотитах гранодиорит-порфиров Коуирадского месторождения содержание алюминия значительно выше, а содержание титана ниже, чем в биотитах Кузнецкого Алатау и Восточного Забайкалья. Биотиты сиебито-диоритов Кальмакыра, наоборот, характеризуются высоким содержанием титана и низким — алюминия.

**Магний и железо.** По соотношению содержаний магния, железа и алюминия проанализированные биотиты относятся к флогопит-акцитому ряду.

В биотитах Восточного Забайкалья магния больше чем железа. Причем содержания магния в биотитах пород жирекенского и амананского комплексов близки и значительно превышают его содержание в биотитах нижнепалеозойских гранитов и гранитов Амуджикана. В процессе метасоматического преобразования пород образуется биотит, богатый магнием (21,82% MgO). Железистость минерала составляет лишь 11,7%. Некоторое повышение содержания магния в биотитах амананских гранитов (№ 512) связано с проявлением гидротермального процесса (калшпатизации). Характерно, что магний заметно преобладает над железом и в биотитах эксплозивных брекчий (Скуридин и др., 1974).

На месторождениях Кузнецкого Алатау в биотите лейкократовых гранитов и порфиров субвулканического комплекса содержание железа превышает содержание магния. В биотите нижнепалеозойских гранитоидов соотношение железа и магния обратное (за исключением № 622). Биотит в биотит-калшпатовых метасоматитах существенно магниальный. Но магния в нем значительно меньше, чем в биотите метасоматитов Восточного Забайкалья. В биотите альбититов железо преобладает над магнием (железистость — 52,3%).

Биотит сиебито-диоритов Кальмакыра характеризуется высоким количеством магния, которое приближается к содержанию магния в метасоматических породах месторождений других регионов. По содержанию железа и магния биотит гранодиорит-порфиров Коуирадского месторождения близок к биотиту пород жирекенского комплекса. При этом магний в нем преобладает над железом.

Таким образом, на месторождениях Восточного Забайкалья состав биотита при переходе от древних гранитов к молодым изменяется в сторону уменьшения железистости и обогащения магнием. Эта тенденция сохраняется и при сравнении составов биотитов неизмененных амананских гранитов и пород жирекенского комплекса. Больше всего магния в биотитах калшпатитов.

На месторождениях Кузнецкого Алатау при переходе от нижнепалеозойских образований к лейкократовым гранитам и порфирам биотит обогащается железистым компонентом. При метасоматическом преобразовании пород образуется биотит существенно магниальный при калшпатизации и железистый — при альбитизации. На основании приведенных данных можно предполагать существенное различие в поведении магния и железа в эндогенном процессе на месторождениях Кузнецкого Алатау и Восточного Забайкалья. Следует отметить, что отношение содержаний магния и железа рассматривается рядом исследователей (Moore, Szamanske, 1973; Beane, 1974; Kesler et al., 1975) как важный признак различия магматических и гидротермальных биотитов. По нашим данным, установленные ранее соотношения указанных элементов наблюдаются лишь в биотитах калшпатовых пород, но не подтверждаются для биотита из альбититов. Последнее, очевидно, обусловлено резко отличным соотношением элементов в гидротермальных растворах при альбитизации.

Как было показано А. А. Маракушевым и И. А. Тарариним (1965), химический состав биотитов отражает условие щелочности при их образовании, а именно: увеличение железистости биотитов указывает на возрастание кислотности, с возрастанием щелочности происходит увеличение магниального компонента. Особенно показательны при установлении щелочности среды железистость биотитов и отношение щелочей и алюминия. Из анализа приведенных данных (табл. 1, рисунок) видно, что максимальная щелочность отмечается при формировании биотит-калшпатовых метасоматитов (минимальная железистость; максимальное отношение  $Na + K/Al$ ; глиноземистость понижена — 15,5 и 14,2; на рисунке метасоматиты занимают крайнее правое положение). Образование биотит-альбитовых метасоматитов происходит в условиях резкого

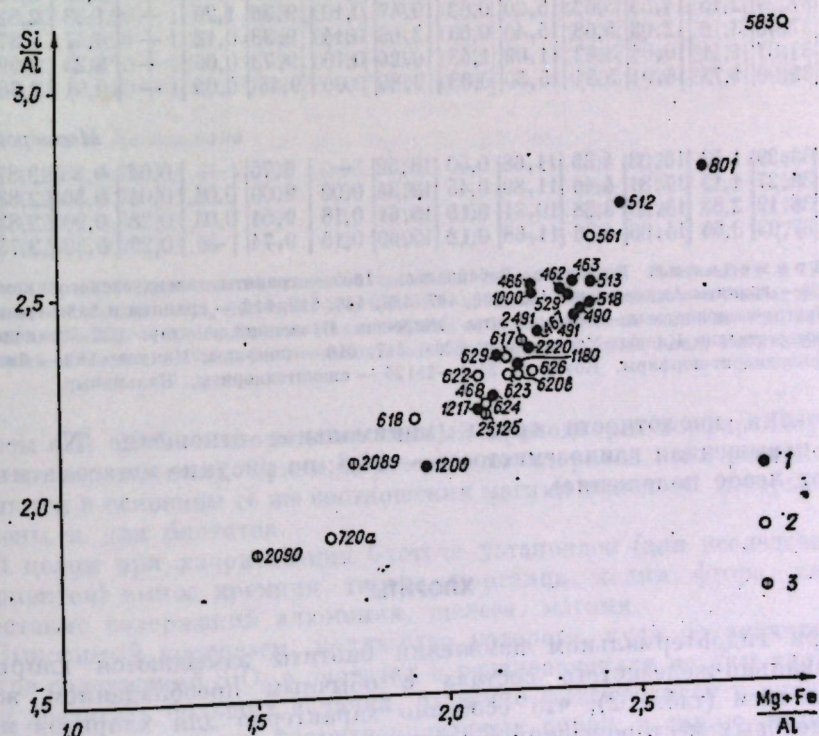


Диаграмма состава биотитов медно-молибденовых месторождений  
1 — Восточного Забайкалья; 2 — Кузнецкого Алатау; 3 — Средней Азии.



Состав биотитов медно-молибденовых месторождений

| № образца | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO | MnO | MgO | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | BaO | Cl | F | Si | Al <sup>IV</sup> |
|-----------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----|-----|-----|-------------------|------------------|-----|----|---|----|------------------|
|-----------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----|-----|-----|-------------------|------------------|-----|----|---|----|------------------|

## Месторождения Восто

|      |       |      |       |      |       |      |       |      |       |      |      |      |      |      |
|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|------|------|------|------|------|
| 1000 | 38,41 | 3,95 | 12,93 | 5,62 | 15,00 | 0,21 | 11,69 | 0,07 | 9,76  | 0,05 | 0,14 | 0,62 | 2,84 | 1,13 |
| 1180 | 36,87 | 3,58 | 13,52 | 6,61 | 15,14 | 0,10 | 11,56 | 0,13 | 10,00 | 0,22 | 0,28 | 0,50 | 2,65 | 1,14 |
| 1217 | 36,54 | 3,51 | 14,00 | 5,26 | 14,20 | 0,57 | 12,44 | 0,08 | 9,36  | 0,88 | —    | 0,50 | 2,78 | 1,22 |
| 1200 | 37,17 | 2,24 | 15,29 | 5,20 | 14,00 | 0,45 | 12,91 | 0,11 | 10,04 | 0,23 | 0,05 | 0,50 | 2,75 | 1,25 |
| 2220 | 37,11 | 2,56 | 13,47 | 5,29 | 13,95 | 0,30 | 13,17 | 0,04 | 9,91  | —    | —    | 0,51 | 2,80 | 1,19 |
| 462  | 38,26 | 3,26 | 12,82 | 4,48 | 12,54 | 0,20 | 14,44 | 0,13 | 9,30  | 0,14 | 0,15 | 0,96 | 2,85 | 1,12 |
| 463  | 38,26 | 3,77 | 12,86 | 4,68 | 12,61 | 0,20 | 14,40 | 0,13 | 9,15  | 0,21 | 0,09 | 1,19 | 2,87 | 1,13 |
| 467  | 38,37 | 3,34 | 13,47 | 4,76 | 12,80 | 0,11 | 14,37 | 0,15 | 9,11  | 0,49 | 0,13 | 1,31 | 2,82 | 1,17 |
| 468  | 37,85 | 3,74 | 14,37 | 4,96 | 13,21 | 0,05 | 14,10 | 0,11 | 9,38  | 0,21 | 0,11 | 1,99 | 2,76 | 1,23 |
| 486  | 39,72 | 2,95 | 13,84 | 4,62 | 12,49 | 0,16 | 14,83 | 0,11 | 9,12  | 0,05 | 0,13 | 1,11 | 2,89 | 1,11 |
| 512  | 40,22 | 2,45 | 12,54 | 2,94 | 13,24 | 0,22 | 15,44 | 0,16 | 8,79  | —    | 0,11 | 1,31 | 2,96 | 1,04 |
| 513  | 37,58 | 3,49 | 12,62 | 5,14 | 12,78 | 0,25 | 14,19 | 0,38 | 9,25  | 0,23 | 0,10 | 0,87 | 2,82 | 1,12 |
| 518  | 37,99 | 3,33 | 13,22 | 5,10 | 13,60 | 0,16 | 13,97 | 0,19 | 9,01  | 0,06 | 0,13 | 0,96 | 2,82 | 1,15 |
| 490  | 37,82 | 3,09 | 12,94 | 4,52 | 12,11 | 0,19 | 15,32 | 0,17 | 9,12  | 0,05 | 0,11 | 1,03 | 2,83 | 1,15 |
| 491  | 37,61 | 3,26 | 13,10 | 4,76 | 12,85 | 0,26 | 14,58 | 0,13 | 9,32  | 0,10 | 0,09 | 1,03 | 2,81 | 1,15 |
| 529  | 38,86 | 3,10 | 13,32 | 4,50 | 12,20 | 0,17 | 15,05 | 0,15 | 8,97  | 0,56 | 0,13 | 0,96 | 2,86 | 1,14 |
| 801  | 42,13 | 2,72 | 12,77 | 2,82 | 3,17  | 0,06 | 21,87 | 0,13 | 10,06 | —    | —    | 1,93 | 2,97 | 1,03 |

## Месторождения

|      |       |      |       |      |       |      |       |      |      |      |      |      |      |      |
|------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|
| 622  | 37,22 | 3,12 | 13,81 | 6,55 | 16,10 | 0,64 | 10,31 | 0,12 | 9,07 | 0,18 | 0,11 | 0,63 | 2,80 | 1,20 |
| 623  | 37,46 | 3,23 | 13,94 | 5,78 | 14,00 | 0,33 | 12,93 | 0,09 | 9,31 | 0,56 | 0,07 | 0,27 | 2,79 | 1,21 |
| 624  | 37,89 | 2,89 | 14,49 | 5,88 | 14,30 | 0,42 | 12,92 | 0,12 | 9,11 | 0,44 | 0,06 | 0,27 | 2,80 | 1,20 |
| 626  | 36,12 | 3,81 | 13,54 | 5,83 | 14,12 | 0,36 | 12,68 | 0,10 | 9,75 | 0,39 | 0,05 | 0,33 | 2,72 | 1,19 |
| 629  | 37,56 | 3,52 | 13,65 | 4,99 | 13,50 | 0,66 | 12,86 | 0,04 | 9,34 | 0,23 | —    | 1,02 | 2,80 | 1,20 |
| 620в | 37,22 | 3,25 | 13,80 | 5,32 | 14,30 | 0,12 | 13,09 | 0,04 | 9,60 | 0,14 | 0,05 | 0,89 | 2,78 | 1,21 |
| 617  | 36,56 | 2,75 | 13,37 | 5,94 | 15,90 | 1,14 | 10,81 | 0,08 | 9,66 | 0,08 | —    | 1,31 | 2,79 | 1,20 |
| 618  | 37,27 | 2,15 | 14,55 | 5,62 | 15,20 | 0,82 | 10,47 | 0,10 | 9,86 | 1,29 | —    | 1,63 | 2,82 | 1,18 |
| 561  | 37,40 | 3,16 | 12,03 | 5,68 | 15,40 | 0,59 | 12,03 | 0,14 | 9,38 | 0,12 | —    | 0,47 | 2,87 | 1,09 |
| 583  | 39,37 | 1,41 | 10,64 | 3,62 | 11,09 | 1,43 | 16,24 | 0,16 | 9,73 | 0,06 | —    | 3,23 | 2,99 | 0,95 |
| 720а | 35,99 | 1,73 | 16,04 | 5,84 | 15,50 | 0,38 | 9,85  | 0,06 | 9,48 | 0,04 | —    | 0,91 | 2,76 | 1,24 |

## Месторождения

|       |       |      |       |      |       |      |       |      |      |      |      |      |      |      |
|-------|-------|------|-------|------|-------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|
| 2089  | 39,29 | 1,53 | 16,03 | 4,35 | 11,68 | 0,50 | 13,52 | —    | 9,75 | —    | 0,04 | 0,33 | 2,87 | 1,13 |
| 2090  | 39,27 | 1,15 | 17,81 | 4,40 | 11,89 | 0,45 | 12,34 | 0,02 | 9,09 | 0,04 | 0,04 | 0,56 | 2,83 | 1,17 |
| 2491  | 38,19 | 2,83 | 13,68 | 3,88 | 10,31 | 0,15 | 16,61 | 0,18 | 9,51 | 0,04 | 0,28 | 0,90 | 2,83 | 1,17 |
| 25126 | 37,93 | 3,66 | 14,66 | 4,36 | 11,68 | 0,12 | 15,60 | 0,15 | 9,74 | —    | 0,29 | 0,39 | 2,75 | 1,25 |

Примечание. Восточное Забайкалье: 1000 — граниты алендуевского комплекса, 1200, 2220 — граниты Амуджикана; 462, 463, 467, 468, 486, 512, 513 — граниты и 518 — гранит-порфир — биотит-калищатовые местасоматиты, Жирекен. Кузнецкий Алатау: 622 — гранодиориты, ниты соответственно Кыялх-Узень, Сора; 620в, 617, 618 — порфиры, Ипчул; 583 — биотит-ка-2090 — гранодиорит-порфиры, Коунрад; 2491—25126 — сиенитодиориты, Кальмакыр.

увеличения кислотности среды (минимальное отношение Na + K/Al; резко повышенная гликоземистость — 21,8; на рисунке метасоматиты занимают левое положение).

## ХЛОРИТЫ

При гидротермальном изменении биотиты замещаются хлоритами магнезиально-железистого состава с обычным преобладанием железа над магнием (табл. 2), что особенно характерно для хлоритов медно-молибденовых месторождений Кузнецкого Алатау. Здесь зафиксированы хлориты с наиболее высоким содержанием железа. В хлоритах Коунра-да, Кальмакыра и Дальнего содержание магния заметно выше и даже отмечаются случаи, когда магний начинает значительно преобладать над

Таблица 1

(по данным электронного микрозондирования)

| Al <sup>VI</sup> | Fe <sup>3+</sup> | Fe <sup>2+</sup> | Mg | Mn | Ti | K | Na | Ba | Si/Al | Mg+Fe/Al | Fe-100/Fe+Mg | Na+K/Al | Al-100/Al+Mg+Fe+Si |
|------------------|------------------|------------------|----|----|----|---|----|----|-------|----------|--------------|---------|--------------------|
|------------------|------------------|------------------|----|----|----|---|----|----|-------|----------|--------------|---------|--------------------|

## ного Забайкалья

|      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 0,03 | 0,31 | 0,90 | 1,30 | 0,01 | 0,22 | 0,90 | 0,01 | —    | 2,51 | 2,22 | 48,2 | 0,81 | 17,4 |
| 0,08 | 0,35 | 0,91 | 1,24 | —    | 0,19 | 0,91 | 0,02 | —    | 2,32 | 2,19 | 50,4 | 0,82 | 18,1 |
| —    | 0,30 | 0,90 | 1,41 | 0,04 | 0,14 | 0,91 | 0,01 | 0,03 | 2,22 | 2,09 | 46,0 | 0,74 | 18,8 |
| —    | 0,29 | 0,87 | 1,42 | 0,03 | 0,12 | 0,94 | 0,02 | —    | 2,07 | 1,94 | 45,0 | 0,72 | 20,0 |
| —    | 0,30 | 0,86 | 1,47 | 0,02 | 0,14 | 0,91 | 0,01 | 0,03 | 2,36 | 2,21 | 44,0 | 0,81 | 18,0 |
| —    | 0,25 | 0,78 | 1,59 | 0,01 | 0,18 | 0,89 | 0,01 | —    | 2,50 | 2,30 | 39,3 | 0,78 | 17,3 |
| 0,01 | 0,26 | 0,79 | 1,61 | 0,01 | 0,16 | 0,88 | 0,01 | —    | 2,52 | 2,33 | 38,4 | 0,78 | 17,1 |
| —    | 0,26 | 0,79 | 1,57 | —    | 0,18 | 0,86 | 0,04 | 0,01 | 2,41 | 2,24 | 40,1 | 0,77 | 17,7 |
| —    | 0,27 | 0,81 | 1,53 | —    | 0,20 | 0,88 | 0,02 | —    | 2,24 | 2,12 | 41,4 | 0,73 | 18,6 |
| 0,07 | 0,25 | 0,70 | 1,60 | 0,01 | 0,16 | 0,85 | 0,02 | —    | 2,50 | 2,22 | 37,2 | 0,74 | 77,8 |
| 0,05 | 0,16 | 0,82 | 1,70 | 0,01 | 0,13 | 0,82 | 0,02 | —    | 2,72 | 2,46 | 36,6 | 0,77 | 16,2 |
| —    | 0,29 | 0,80 | 1,58 | 0,01 | 0,20 | 0,88 | 0,05 | —    | 2,52 | 2,38 | 40,8 | 0,83 | 16,9 |
| —    | 0,29 | 0,85 | 1,56 | 0,01 | 0,18 | 0,85 | 0,03 | —    | 2,45 | 2,35 | 42,2 | 0,77 | 17,2 |
| —    | 0,25 | 0,76 | 1,71 | 0,01 | 0,17 | 0,87 | 0,03 | —    | 2,46 | 2,37 | 37,1 | 0,78 | 17,2 |
| —    | 0,27 | 0,80 | 1,62 | 0,01 | 0,18 | 0,89 | 0,01 | —    | 2,44 | 2,34 | 39,8 | 0,73 | 17,0 |
| 0,01 | 0,25 | 0,75 | 1,66 | 0,01 | 0,17 | 0,84 | 0,02 | 0,01 | 2,49 | 2,31 | 37,6 | 0,75 | 17,2 |
| 0,03 | 0,14 | 0,19 | 2,50 | —    | 0,14 | 0,35 | 0,02 | —    | 2,80 | 2,67 | 11,7 | 0,92 | 15,5 |

## Кузнецкого Алатау

|      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 0,02 | 0,37 | 1,01 | 1,16 | 0,04 | 0,18 | 0,87 | 0,02 | 0,02 | 2,29 | 2,08 | 54,5 | 0,73 | 18,6 |
| —    | 0,32 | 0,87 | 1,43 | 0,01 | 0,18 | 0,88 | 0,02 | 0,01 | 2,31 | 2,17 | 45,4 | 0,74 | 18,3 |
| 0,06 | 0,33 | 0,88 | 1,43 | 0,03 | 0,11 | 0,86 | 0,02 | 0,01 | 2,22 | 2,10 | 45,8 | 0,70 | 18,8 |
| —    | 0,33 | 0,89 | 1,42 | 0,02 | 0,22 | 0,94 | 0,02 | 0,01 | 2,29 | 2,22 | 46,2 | 0,81 | 20,9 |
| —    | 0,28 | 0,84 | 1,43 | 0,04 | 0,20 | 0,89 | —    | —    | 2,33 | 2,13 | 43,9 | 0,74 | 18,3 |
| —    | 0,30 | 0,89 | 1,46 | —    | 0,18 | 0,91 | —    | —    | 2,30 | 2,19 | 44,9 | 0,75 | 18,2 |
| —    | 0,34 | 1,01 | 1,23 | 0,07 | 0,16 | 0,94 | 0,01 | —    | 2,33 | 2,15 | 52,3 | 0,79 | 18,3 |
| 0,11 | 0,32 | 0,96 | 1,18 | 0,05 | 0,12 | 0,95 | 0,02 | —    | 2,19 | 1,91 | 52,0 | 0,75 | 19,6 |
| —    | 0,33 | 0,99 | 1,26 | 0,04 | 0,18 | 0,92 | 0,02 | —    | 2,63 | 2,37 | 51,2 | 0,86 | 16,7 |
| —    | 0,21 | 0,70 | 1,84 | 0,09 | 0,08 | 0,94 | 0,02 | —    | 3,15 | 2,89 | 34,5 | 1,01 | 14,2 |
| 0,21 | 0,33 | 1,00 | 1,12 | 0,02 | 0,10 | 0,93 | 0,01 | —    | 1,90 | 1,69 | 52,3 | 0,65 | 21,8 |

## Средней Азии и Казахстана

|      |      |      |      |      |      |      |      |   |      |      |      |      |      |
|------|------|------|------|------|------|------|------|---|------|------|------|------|------|
| 0,25 | 0,24 | 0,71 | 1,47 | 0,03 | 0,08 | 0,91 | —    | — | 2,08 | 1,75 | 39,3 | 0,66 | 20,7 |
| 0,35 | 0,24 | 0,72 | 1,32 | 0,03 | 0,06 | 0,84 | —    | — | 1,86 | 1,50 | 42,1 | 0,55 | 22,9 |
| 0,02 | 0,21 | 0,64 | 1,83 | 0,01 | 0,16 | 0,90 | 0,03 | — | 2,38 | 2,25 | 31,7 | 0,78 | 17,8 |
| —    | 0,24 | 0,71 | 1,68 | —    | 0,20 | 0,90 | 0,03 | — | 2,20 | 2,10 | 36,1 | 0,74 | 18,9 |

Бугдаль; 1180, 1217 — граниты олекминского комплекса соответственно, Костромиха и Кудечи; фыры амананского комплекса, Жирекен; 490, 491, 529 — граниты жирекенского комплекса, Жирекен; Ипчул; 623, 624; 626 — гранодиориты, Кыялх-Узень; субвулканический комплекс: 629, 561 — гра-лишпатовый метасоматит; 720а — биотит-альбитовый метасоматит. Средняя Азия, Казахстан: 2089,

железом (№ 2095 — хлоритизированный гранодиорит-порфир Коунрад-ского месторождения). Таким образом, для хлоритов этих регионов со-храняются в основном те же соотношения магния и железа, которые были отмечены и для биотитов.

В целом при хлоритизации биотита установлен (для исследованных компонентов) вынос кремния, титана, марганца, калия, фтора, хлора и возрастание содержаний алюминия, железа, магния.

Выносимый кремнезем, количество которого, судя по значительной разнице содержаний SiO<sub>2</sub> в биотитах и развивающихся по ним хлоритах, может достигать больших величин, частично фиксировался в виде квар-цевых прожилков среди хлоритизированных пород, а также, возможно, поступал в сопряженную зону окварцевания.

По содержанию кремнезема резко выделяются хлориты из пропили-тизированных диоритов и сиенито-диоритов, развитых по периферии



Таблица 2

Состав хлоритов медно-молибденовых месторождений (по данным микрозондирования)

| № пробы                                        | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | MnO     | MgO   | K <sub>2</sub> O | F       |
|------------------------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|---------|-------|------------------|---------|
| <i>Месторождения Кузнецкого Алатау</i>         |                  |                  |                                |       |         |       |                  |         |
| 694/1                                          | 25,65            | 0,38             | 20,37                          | 34,54 | 0,18    | 7,44  | 1,12             |         |
| 694/2                                          | 28,53            | 0,85             | 19,37                          | 29,06 | 0,39    | 11,09 | 0,53             | 0,22    |
| 697                                            | 26,37            | Не обн.          | 16,86                          | 24,00 | Не обн. | 17,01 | —                | Не обн. |
| 557                                            | 26,66            | »                | 21,62                          | 23,69 | »       | 14,92 | 0,01             | »       |
| 621                                            | 26,33            | »                | 20,47                          | 23,60 | »       | 16,48 | —                | »       |
| 622/1                                          | 27,38            | »                | 20,45                          | 24,17 | »       | 15,51 | 0,97             | »       |
| 622/3                                          | 25,17            | 0,16             | 18,46                          | 28,05 | 0,69    | 11,85 | 0,51             | »       |
| <i>Месторождения Средней Азии и Казахстана</i> |                  |                  |                                |       |         |       |                  |         |
| 2091                                           | 29,37            | Не обн.          | 21,26                          | 22,50 | Не обн. | 17,94 | —                | Не обн. |
| 2092                                           | 27,95            | »                | 23,22                          | 22,20 | »       | 18,04 | 0,79             | »       |
| 2089                                           | 26,44            | »                | 21,14                          | 21,01 | »       | 18,00 | 0,04             | »       |
| 2095                                           | 26,42            | »                | 19,77                          | 16,40 | »       | 21,25 | —                | »       |
| 2417a                                          | 27,13            | »                | 17,62                          | 22,30 | »       | 17,69 | —                | »       |
| 2496a                                          | 27,35            | »                | 20,43                          | 23,95 | »       | 17,28 | 0,08             | »       |
| 25126                                          | 39,31            | »                | 23,53                          | 16,37 | »       | 16,49 | —                | »       |
| 2491a                                          | 36,92            | »                | 17,70                          | 21,34 | »       | 19,34 | 0,01             | »       |
| 2472в                                          | 27,39            | »                | 19,79                          | 22,61 | »       | 19,28 | 0,01             | »       |

Примечание. Кузнецкий Алатау: 694, 697 — граниты, Ужункул: 557 — граниты, Сора; 621, 622 — измененные гранодиориты, Инчул. Средняя Азия и Казахстан: 2091, 2092, 2089, 2095 — хлоритизированные гранодиорит-порфиры, Коунрад; 2417a — калишпатизированные гранодиорит-порфиры, Дальнее; 2496a — хлоритизированные гранодиорит-порфиры, Дальнее; 25126 — диориты, Кальмакыр; 2491a — хлоритизированные сиенит-диориты, Кальмакыр; 2472в — сиенит-диориты, Дальнее.

Кальмакырского месторождения. Количество SiO<sub>2</sub> в них соизмеримо (иногда даже больше — № 25126) с содержанием его в биотитах этих пород.

Практически полностью из хлоритизированного биотита выносятся титан, частично фиксирующийся среди измененных пород в виде рутила. Однако учитывая ограниченное развитие в этих породах рутила, а также то, что источником титана в данном случае являлся очень неустойчивый при гидротермальном изменении породы сфен, можно предполагать некоторую миграцию титана из зоны изменения. На заметное сокращение содержания TiO<sub>2</sub> в псевдоморфозах хлорита по биотиту указывал Дж. Ямбор (Jambor, 1974), изучавший гидротермально измененные породы медно-порфировых месторождений Канады.

В редких случаях (Кузнецкий Алатау) хлориты содержат титан, но в заметно меньших количествах, чем биотиты. Характерно, что в этих хлоритах фиксируется также фтор, обычно выносимый при хлоритизации биотита. Только в хлоритах, содержащих титан, устанавливается марганец. Резко сокращается в хлоритах содержание калия (в большинстве проб калий даже не фиксируется).

Определенный интерес наряду с высвобождением фтора представляет вынос хлора при хлоритизации биотита. В случае повышенных концентраций биотита в исходных породах и широкого развития хлоритизации этот процесс может оказать заметное влияние на баланс летучих компонентов в гидротермальной системе. В этих же условиях высвобождается и значительное количество калия.

Возрастание в хлоритах железа, магния и, возможно, алюминия происходит скорее всего за счет элементов, выносимых из сопряженных зон гидротермально измененных пород. Последнее отчетливо проявляется на месторождениях с интенсивным развитием окварцевания (до формирования монокварцитов).

В заключение можно сказать следующее. В составе биотита пород рудоносных магматических комплексов и биотитсодержащих метасома-

титов находит отражение региональная специфика медно-молибденовых месторождений.

В процессе хлоритизации биотитов происходит высвобождение ряда элементов (в частности, калия, фтора, хлора, титана и др.), которые могут оказывать существенное влияние на состав минералообразующих растворов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Берзина А. П., Сотников В. И., Королюк В. Н. Особенности химического состава апатитов гидротермально измененных пород медно-молибденовых месторождений. — «Геохимия», 1974, № 6, с. 871—874.
- Берзина А. П., Сотников В. И., Рылов Г. М. О калишпатах метасоматических пород Сорского месторождения, ЭВМО, 1966, вып. 3, с. 367—372.
- Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. — «Известия АН СССР. Серия геол.», 1965, № 3.
- Скуридин В. А., Сотников В. И., Никитина Е. И., Проскуряков А. А. О находке своеобразных пород, формирующихся в фронтальной части зон эксплозивного брекчирования (Жирекенское месторождение). — «Докл. АН СССР», 1974, т. 217, № 2, с. 443—445.
- Beane W. E. Biotite stability in the porphyry copper environment. — «Econ. Geol.», 1974, v. 69, n. 2, p. 241—256.
- Jambor J. L. Trace element variations in porphyry copper deposits, Babine Lake area, B. C. Geol. Surv. of Canada, Paper 74—9, 1974, p. 30.
- Kesler S. E., Issigonis M. J., Brownlow A. H., Damon P. E., Moore W. J., Northcote K. E., Preto V. A. Geochemistry of biotites from mineralized and barren intrusive systems. — «Econ. Geol.», 1975, v. 70, n. 3, p. 559—567.
- Moore W. J., Czamanske G. K. Composition of biotites from unaltered and altered monzonitic rocks in the Bingham mining district, Utah. — «Econ. Geol.», 1973, v. 68, n. 2, p. 269—274.
- Parry W. T., Jacobs D. C. Fluorine and chlorine in biotite from Basin and Range plutons. — «Econ. Geol.», 1975, v. 70, n. 3, p. 554—558.

Е. И. НИКИТИНА, В. И. СОТНИКОВ, Л. Н. ПОСПЕЛОВА

СОСТАВ МАГНЕТИТА ИЗ ПОРОД  
ШАХТАМИНСКОГО МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
В СВЯЗИ С ЕГО ГЕНЕЗИСОМ

Применение рентгеноспектрального микроанализа при исследовании магнетита различных пород, встречающегося обычно в рассеянном состоянии и часто находящегося в тесных сростках с другими минералами, позволило проследить эволюцию его состава в эндогенном процессе при формировании Шахтаминского молибденового месторождения (Сидоренко, 1961; Сотников, 1961) и получить новую генетическую информацию об этом процессе.

На микроанализаторе MS-46 исследовался (табл. 1) состав магнетита из вмещающих среднеюрских биотит-роговообманковых гранитоидов Шахтаминского массива и пород верхнеюрского субвулканического рудоносного комплекса, образующих многочисленные дайко- и штокообразные тела в Шахтаминском массиве, в том числе сложные по мощности дайки (Скуридин и др., 1972) со следующей возрастной последовательностью: лампрофиры, диоритовые порфиры, гранодиорит, гранит-порфиры; изучался также магнетит из тел эксплозивных брекчий, тесно связанных со становлением субвулканических интрузивов, и из околосильных метасоматитов, сопровождающих кварц-молибденитовые жилы. Более подробная характеристика всех исследованных образований приведена в работе В. И. Сотникова и др. (1971). Особое внимание было обращено на титан, хром и ванадий, как на элементы, наиболее характерные для маг-



Таблица 1

Особенности состава магнетитов Шахтаминского месторождения (по данным рентгено-спектрального микроанализа), %

| № пробы | Вмещающая порода                                                                           | TiO <sub>2</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | MoO  | MnO  | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
|---------|--------------------------------------------------------------------------------------------|------------------|--------------------------------|-------------------------------|------|------|--------------------------------|
| 882     | Шахтаминские гранитоиды (СВ фланг месторождения)                                           | 0,03             | 1,39                           | 0,36                          | 0,03 | 0,06 | 0,13                           |
| 883а    | Диоритовый порфирит (дайка)                                                                | —                | 1,42                           | 0,42                          | 0,06 | 0,06 | 0,18                           |
|         |                                                                                            | 0,02             | 0,20                           | 0,48                          | 0,06 | 0,06 | 0,31                           |
|         |                                                                                            | —                | 3,01                           | 0,48                          | 0,04 | —    | 0,05                           |
| 884     | Гранодиорит-порфир (дайка)                                                                 | —                | 0,11                           | 0,20                          | 0,03 | —    | 0,08                           |
|         |                                                                                            | —                | 1,40                           | 0,27                          | 0,03 | —    | 0,08                           |
| 883в    | Гранит-порфир (шток)                                                                       | 0,08             | 0,42                           | 0,28                          | 0,03 | 0,16 | 0,24                           |
| 873     | Кварцевый порфир (дайка)                                                                   | 2,44             | 0,04                           | 0,32                          | 0,09 | —    | 1,15                           |
|         |                                                                                            | 1,41             | 0,04                           | 0,22                          | 0,06 | 0,07 | 0,10                           |
|         |                                                                                            | 0,14             | 0,10                           | 0,40                          | —    | 0,07 | 0,13                           |
|         |                                                                                            | 0,08             | 1,03                           | 0,46                          | 0,03 | 0,06 | 0,15                           |
|         |                                                                                            | 1,20             | 0,23                           | 0,26                          | 0,02 | 0,09 | 0,12                           |
| 881/8   | Диоритовый порфирит (сложная дайка)                                                        | 0,02             | 2,02                           | 0,27                          | 0,06 | —    | 0,13                           |
| 881/4   | Ксенолит лампрофира в гранит-порфире (сложная дайка)                                       | 0,19             | 0,02                           | 0,42                          | —    | —    | 0,08                           |
| 881/15  | Шахтаминские гранитоиды, вмещающие сложную дайку (экзоконтактовая зона)                    | 0,06             | 3,77                           | 0,49                          | 0,07 | —    | 0,31                           |
|         |                                                                                            | 0,07             | 1,65                           | 0,48                          | 0,08 | —    | 0,15                           |
|         |                                                                                            | —                | 0,99                           | 0,22                          | 0,03 | —    | 0,05*                          |
| 121в    | Эксплозивные брекчии штокообразного тела (цемент)                                          | 0,09             | 1,47                           | 0,42                          | 0,03 | —    | 0,14                           |
| 121д    | То же (обломки)                                                                            | 0,03             | 0,58                           | 0,34                          | 0,03 | —    | 0,22*                          |
| 121а    | Эксплозивные брекчии жильобразного тела (цемент)                                           | 0,03             | 1,02                           | 0,24                          | —    | —    | 0,06                           |
|         |                                                                                            | 0,22             | 0,45                           | 0,25                          | 0,03 | 0,12 | 0,08                           |
| 121б    | То же (обломки)                                                                            | 0,06             | 1,37                           | 0,40                          | 0,02 | —    | 0,07*                          |
| 888     | Шахтаминские гранитоиды, вмещающие кварц-молибденитовую жилу № 6                           | —                | 1,47                           | 0,36                          | 0,07 | 0,03 | 0,10                           |
| 869     | Гидротермально измененные шахтаминские гранитоиды, вмещающие кварц-молибденитовую жилу № 6 | 0,06             | 1,44                           | 0,64                          | 0,03 | 0,06 | 0,09                           |
|         |                                                                                            | —                | 1,29                           | 0,33                          | —    | 0,07 | 0,05                           |
| 868     | То же (непосредственно около жилы)                                                         | 0,13             | 1,37                           | 0,37                          | —    | 0,08 | 0,15                           |
|         |                                                                                            | 0,10             | 1,13                           | 0,67                          | —    | —    | 0,07                           |

Примечание. Каждый анализ представляет среднее из анализа 3—5 зерен магнетита.

\* Преобразованный магнетит.

нетитов пород Шахтаминского месторождения и несущие интересную генетическую информацию.

Кроме того, по данным количественного спектрального анализа было изучено распределение в магнетитах никеля, кобальта, молибдена и меди (табл. 2).

Магнетиты из шахтаминских гранитоидов характеризуются высоким содержанием хрома, повышенным количеством ванадия и практически отсутствием титана, содержание которого в магнетитах обычно ниже чувствительности анализа. При высоком содержании (Сидоренко, 1961) он присутствует в породе в силикатной форме (Сотников и др., 1973).

Распределение отмеченных элементов в породах субвулканического комплекса более разнообразное, что обусловлено как различиями состава последних пород, так и становлением их в относительно нестабильных условиях.

Титан в большинстве исследованных магнетитов из этих пород не обнаружен, что особенно характерно для диоритовых порфиритов и гра-

Таблица 2

Содержание никеля, кобальта, молибдена и меди в магнетитах Шахтаминского месторождения (по данным количественного спектрального анализа), %

| № пробы | Вмещающие породы                                                                                        | Ni                   | Co                   | Ni/Co | Mo                 | Cu                   |
|---------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------|----------------------|-------|--------------------|----------------------|
| 882     | Шахтаминские гранитоиды (СВ фланг месторождения)                                                        | 2·10 <sup>-2</sup>   | 3,6·10 <sup>-3</sup> | 6     | 3·10 <sup>-4</sup> | 2,5·10 <sup>-3</sup> |
|         |                                                                                                         | 2·10 <sup>-2</sup>   | 3·10 <sup>-3</sup>   | 7     |                    |                      |
| 884     | Гранодиорит-порфир (дайка)                                                                              | 3·10 <sup>-2</sup>   | 1,4·10 <sup>-3</sup> | 21    | 3·10 <sup>-4</sup> | 2·10 <sup>-3</sup>   |
|         |                                                                                                         | 2·10 <sup>-2</sup>   | 1·10 <sup>-3</sup>   | 20    |                    |                      |
| 883     | Гранит-порфир (шток)                                                                                    | 1,4·10 <sup>-2</sup> | 3·10 <sup>-3</sup>   | 5     | 3·10 <sup>-4</sup> | 2·10 <sup>-3</sup>   |
| 881/1   | Шахтаминские гранитоиды, вмещающие сложную дайку (экзоконтактовая зона)                                 | 1,3·10 <sup>-2</sup> | 3,5·10 <sup>-3</sup> | 4     | 3·10 <sup>-4</sup> | 9·10 <sup>-2</sup>   |
| 121а    | Эксплозивные брекчии жильобразного тела (цемент)                                                        | 3,8·10 <sup>-2</sup> | 2,6·10 <sup>-3</sup> | 15    | 4·10 <sup>-4</sup> | 5·10 <sup>-2</sup>   |
| 121б    | То же (обломки)                                                                                         | 4,8·10 <sup>-2</sup> | 3·10 <sup>-3</sup>   | 16    | 5·10 <sup>-4</sup> | 5·10 <sup>-2</sup>   |
| 121в    | Эксплозивные брекчии штокообразного тела (цемент)                                                       | 1,8·10 <sup>-2</sup> | 2·10 <sup>-3</sup>   | 9     | Сл.                | 4·10 <sup>-3</sup>   |
| 121д    | То же (обломки)                                                                                         | 3,5·10 <sup>-2</sup> | 2,6·10 <sup>-3</sup> | 13    |                    | 5·10 <sup>-3</sup>   |
| 88      | Шахтаминские гранитоиды, вмещающие кварц-молибденитовую жилу № 6 (горизонт 4)                           | 1,2·10 <sup>-2</sup> | 1,4·10 <sup>-3</sup> | 9     |                    |                      |
|         |                                                                                                         | 4·10 <sup>-2</sup>   | 1,8·10 <sup>-3</sup> | 22    |                    |                      |
| 869     | Гидротермально измененные шахтаминские гранитоиды, вмещающие кварц-молибденитовую жилу № 6 (горизонт 4) | 1,4·10 <sup>-2</sup> | 8·10 <sup>-4</sup>   | 18    | 3·10 <sup>-4</sup> | 3·10 <sup>-3</sup>   |
|         |                                                                                                         | 1,6·10 <sup>-2</sup> | 8·10 <sup>-4</sup>   | 20    | 1·10 <sup>-3</sup> | 1·10 <sup>-2</sup>   |
| 880     | Шахтаминские гранитоиды, вмещающие жилу № 6 (горизонт 3)                                                | 1,8·10 <sup>-2</sup> | 3·10 <sup>-3</sup>   | 6     | 3·10 <sup>-4</sup> | 3·10 <sup>-3</sup>   |
|         |                                                                                                         | 8·10 <sup>-3</sup>   | 9·10 <sup>-4</sup>   | 9     |                    |                      |
| 881к    | Гидротермально измененные шахтаминские гранитоиды, вмещающие жилу № 6 (горизонт 3)                      | 3,5·10 <sup>-2</sup> | 2,4·10 <sup>-3</sup> | 15    |                    |                      |
|         |                                                                                                         | 2·10 <sup>-2</sup>   | 1,7·10 <sup>-3</sup> | 12    |                    |                      |
| 879     | Шахтаминские гранитоиды, вмещающие жилу № 6 (горизонт 1)                                                | 2,5·10 <sup>-2</sup> | 5·10 <sup>-3</sup>   | 5     | 5·10 <sup>-4</sup> | 3·10 <sup>-3</sup>   |

Примечание. Аналитик В. И. Симонова (ИГИГ СО АН СССР).

нодиорит-порфиров. В последних иногда отмечаются титаносодержащие магнетиты, представленные мелкими зернами, развивающимися по биотиту. Очевидно, биотит и послужил источником титана для данных магнетитов.

В магнетитах из кислых разностей пород субвулканического комплекса содержание титана несколько повышается. Именно в дайке кварцевых порфиров установлен магнетит с резко повышенным (до 2,44% TiO<sub>2</sub>) содержанием титана. Повышенные количества титана (обычно при его неравномерном распределении между отдельными зернами) характерны и для других исследованных магнетитов из кварцевых порфиров.

Возрастает содержание титана в магнетите из ксенолита лампрофира в гранит-порфировой зоне сложной дайки. Относительно повышено его содержание и в новообразованном магнетите, развивающемся среди шахтаминских гранитоидов в экзоконтакте сложной дайки. Здесь же сохраняется первичный магнетит гранитоидов, в котором титан не обнаруживается.

Увеличивается количество титана также в магнетите из зон эксплозивных брекчий. При этом относительно повышенные содержания титана фиксируются как в новообразованном магнетите цемента (наиболее высокие содержания Ti установлены в магнетите жильной брекчии), так и в испытанном перекристаллизацию магнетите обломков.



Постоянно отмечается титан и в преобразованном магнетите из зоны гидротермально измененных шахтаминских гранитоидов, сопровождающих кварц-молибденитовую жилу. Его содержание заметно возрастает в магнетите, образующемся в незначительном количестве среди метасоматитов в зоне, непосредственно примыкающей к кварцевой жиле (проба № 868), где происходит разложение титаносодержащего биотита (Никитина, Сотников, 1971).

В отличие от титана содержание хрома в магнетитах из пород субвулканического комплекса обычно ниже, чем в магнетитах шахтаминских гранитоидов. Исключение составляют магнетиты диоритовых порфиритов, в отдельных пробах которых отмечаются значительно большие количества хрома (до 3,01%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  при максимуме в магнетитах гранитоидов — 1,51%). Однако если в магнетитах шахтаминских гранитоидов дисперсия содержаний хрома невысокая, то для магнетитов диоритовых порфиритов характерен значительный разброс содержаний этого элемента (0,20—3,01%).

От диоритовых порфиритов к гранит-порфирам (и особенно кварцевым порфирам) отмечается резкое сокращение количества хрома в магнетитах. Но и в них наряду со слабо хромистыми магнетитами (0,04%) встречаются отдельные зерна магнетита с содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  до 1,03%.

Характерно, что в перекристаллизованном магнетите из ксенолита лампрофиров в гранит-порфирах сложной дайки зафиксировано всего 0,02%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ .

Относительно понижено содержание хрома и в магнетите из шахтаминских гранитоидов в экзоконтактной зоне сложной дайки (этот магнетит также, очевидно, испытал определенные преобразования). Вместе с тем в этой же экзоконтактной зоне устанавливается новообразованный (в процессе становления сложной дайки) магнетит с максимально высоким для Шахтаминского месторождения содержанием хрома (3,77%).

Аналогичный процесс с сокращением количества хрома в преобразованных магнетитах отмечается и для взрывчатых брекчий. В новообразованных магнетитах содержание хрома повышено. При этом наиболее высокие содержания хрома характерны для новообразованных магнетитов в цементе штокообразного брекчиевого тела. В целом содержание хрома в новообразованном магнетите брекчий обычно выше, чем в магнетите кварцевых порфиров, гранит-, гранодиорит-порфиров — преобладающих разностей пород субвулканического комплекса.

Высокие содержания хрома, соизмеримые с его содержаниями в магнетите шахтаминских гранитоидов, устанавливаются и в новообразованном магнетите из околожильных метасоматитов.

Общее сокращение содержания хрома в магнетитах пород субвулканического комплекса (особенно при переходе к их поздним кислым разностям, которые на месторождении преобладают) во многом, очевидно, обусловлено выносом этого элемента в процессе становления тел порфиров с относительной концентрацией его в магнетитах экзоконтактных зон интрузивов и взрывчатых брекчий. При этом наибольшая концентрация хрома фиксируется в магнетитах из ближайшего экзоконтакта и в наиболее хорошо проявленных телах взрывчатых брекчий, фиксирующих максимально активные зоны. В магнетитах из брекчий, удаленных от этих зон (жильные брекчии), содержание хрома снижается. В случае околожильных метасоматитов высокое содержание хрома в новообразованном магнетите (количество которого очень незначительно) может быть, очевидно, объяснено заимствованием элемента из магнетита исходных шахтаминских гранитоидов, испытывающего при метасоматозе перекристаллизацию и интенсивное растворение.

Колебания содержания ванадия в магнетитах изученных пород менее отчетливые. Магнетит диоритовых порфиритов по содержанию данного элемента в основном близок к магнетиту шахтаминских гранитоидов.

Содержание его в магнетитах гранодиорит-, гранит-порфиров и кварцевых порфиров несколько снижается. Но в отдельных пробах магнетита (в том числе и из кварцевых порфиров) содержание ванадия соответствует его количеству в магнетитах шахтаминских гранитоидов. Такие же высокие содержания ванадия определены в преобразованных магнетитах ксенолита лампрофиров и обломков взрывчатых брекчий, а также в новообразованных магнетитах из шахтаминских гранитоидов экзоконтактной зоны сложной дайки и цемента штокообразного тела взрывчатых брекчий.

Наиболее высокое (до 0,67%  $\text{V}_2\text{O}_5$ ) содержание ванадия отмечено для отдельных проб магнетита из околожильных метасоматитов.

Колебания содержаний никеля и кобальта в изученных магнетитах в целом незначительные. Некоторое относительное увеличение количества никеля отмечено в магнетитах из взрывчатых брекчий (максимальное количество никеля  $4,8 \cdot 10^{-2}\%$  зафиксировано в преобразованном магнетите из обломков штокообразного тела взрывчатых брекчий). В преобразованных магнетитах шахтаминских гранитоидов, вмещающих кварц-молибденитовую жилу, содержание никеля обычно несколько ниже, чем в магнетите тех же гранитоидов, располагающихся фактически за пределами месторождения (№ 882). Характерно, что в этих же магнетитах часто относительно снижается и содержание кобальта.

Более заметны колебания отношения Ni/Co. Отчетливо прослеживается увеличение Ni/Co при переходе от магнетитов шахтаминских гранитоидов из района месторождения к магнетитам гранитоидов, подвергшихся взрывчатому брекчированию, и гранитоидов, вмещающих кварц-молибденитовую жилу. При этом в последнем случае в гранитоидах (особенно на некотором удалении от жил) наряду с магнетитом, характеризующимся повышенными значениями Ni/Co, отмечается и магнетит с отношением, типичным для гранитоидов района. Повышенные отношения Ni/Co устанавливаются также для магнетита гранодиорит-порфиров. В то же время магнетит более поздних гранит-порфиров характеризуется низким Ni/Co отношением.

Если по содержанию кобальта исследованные магнетиты Шахтаминского месторождения в основном близки аксессуарному магнетиту гранитоидов различных регионов СССР (Батиева, Бельков, 1969; Вахрушев, 1968; Остафийчук и др., 1973; и др.), то количество никеля в них заметно выше. По содержанию никеля магнетиты Шахты близки (а магнетиты из взрывчатых брекчий даже превосходят) к изученным В. А. Вахрушевым (1968) магнетитам из гранитоидов габброидного ряда Алтае-Саянской области, являющихся производными основной магмы и относящихся к ряду эффузивно-интрузивных формаций. Близкие значения по содержанию никеля приводят И. А. Киселева и А. А. Матвеев (1967) для аксессуарного магнетита гранитоидов из района Мульгинского и Бурлукского железорудных контакто-метасоматических месторождений, в формировании которых заметная роль отводится галондному метасоматозу. Последнее обстоятельство представляет интерес в связи со значительной ролью хлора в эндогенном процессе Шахтаминского месторождения (Сотников и др., 1971).

Содержание молибдена в магнетитах Шахты обычно остается на уровне  $3 \cdot 10^{-4}\%$ . Несколько повышено его количество в магнетитах взрывчатых брекчий штокообразного тела. Максимальное его содержание установлено в одной из проб магнетита из гидротермально измененных шахтаминских гранитоидов, вмещающих кварц-молибденитовую жилу. В этой же пробе отмечено относительно повышенное количество меди. Однако более высокие содержания меди зафиксированы для магнетитов штокообразной взрывчатой брекчии и особенно для новообразованного магнетита в гранитоидах из экзоконтактной зоны сложной дайки. Подобное распределение меди в исследованных магнетитах свидетельствует, оче-



видно, о возможной связи ее с процессами дегазации магматических масс. Здесь видна аналогия с медью, очень характерной для возгонов в областях современного вулканизма. Следует подчеркнуть, что именно участки проявления эксплозивных брекчий на Шахтаминском молибденовом месторождении были еще в 1958 г. рекомендованы В. И. Сотниковым в качестве перспективных на медное оруденение.

Анализ распределения рассмотренных выше элементов в магнетитах из различных эндогенных образований Шахтаминского месторождения подтверждает взаимосвязь процессов становления тел порфиров субвулканического комплекса, эксплозивного брекчирования и формирования околожильных зон гидротермально измененных пород. Содержание указанных элементов в магнетитах во многом определяется временным положением вмещающих их образований в общей схеме эндогенного процесса и локализацией в зонах различной термофлюидной активности. Набор элементов, характерный для исследованных магнетитов, позволяет предполагать участие в составе минералообразующих растворов глубинной составляющей. Подтверждается активная роль основной магмы в формировании как массива шахтаминских гранитоидов, так и штоко- и дайкообразных тел порфиров. Отмечен ряд общих черт, характеризующих магнетиты всех указанных пород, что свидетельствует о их возможных связях (здесь можно предполагать общность глубинного источника или реакционные взаимодействия между рассматриваемыми магматическими образованиями на более высоких уровнях).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Батиева И. Д., Бельков И. В. Значение акцессорных минералов гранитоидов Кольского полуострова для решения некоторых вопросов их петрологии. — В кн.: Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов. М., 1969, с. 36—48.
- Вахрушев В. А. Рудные акцессорные минералы и их значение при петрологических исследованиях. — В кн.: Акцессорные минералы в решении вопросов металлогении и происхождения магматических комплексов. М., 1969, с. 59—67.
- Киселева И. А., Матвеев А. А. Некоторые закономерности распределения элементов-примесей в магнетитах контактово-метасоматических месторождений (В. Саян). — «Геол. рудных месторождений», 1967, № 6, с. 76—80.
- Никитина Е. И., Сотников В. И. Эволюция акцессорного магнетита в эндогенном процессе. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 6. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 115—122.
- Остафийчук И. М., Сухорада А. В., Серга А. Ю., Ветрин В. Р. Особенности состава и магнитных свойств магнетитов из гранитоидов. — «Геохимия», 1973, № 6, с. 867—875.
- Сидоренко В. В. Геология и петрология Шахтаминского интрузивного комплекса. М., Изд-во АН СССР, 1961. 102 с. (Труды Геол. музея АН СССР, вып. 7).
- Скуридин В. А., Сотников В. И., Никитина Е. И. Вопросы петрологии и минералогии сложных даек Шахтаминского месторождения медно-молибденовой рудной формации. — В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., «Наука», 1972, с. 168—183.
- Сотников В. И. Некоторые особенности структуры Шахтаминского молибденового месторождения. — «Труды ИГЕМ», 1961, вып. 41.
- Сотников В. И., Никитина Е. И., Лаврентьев Ю. Г., Семенов В. И. Хлор и фтор в эндогенном процессе. — «Геохимия», 1971, № 2, с. 168—179.
- Сотников В. И., Никитина Е. И., Проскуриков А. А., Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. И. Некоторые особенности состава биотитов из зон эксплозивных брекчий Шахтаминского молибденового месторождения (по данным электронного микрозондирования). — «Докл. АН СССР», 1973, т. 208, № 1, с. 200—203.

В. В. ПОТАПЬЕВ, В. О. ПОЛЯКОВ, Е. П. ЩЕРБАКОВА

### КАССИТЕРИТЫ ИЗ МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ КУПОЛОВ ЧАЛБИНСКОГО ПЛУТОНА (Якутская АССР)

#### ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ПЛУТОНЕ И СВЯЗАННОЙ С НИМ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Чалбинский гранитный плутон располагается в пределах Бургавли-Чалбинской оловорудной зоны в северо-западной части Иньили-Дебинского синклинория Верхояно-Чукотской складчатой области. Вмещают плутон флишеидные песчаниково-сланцевые толщи юрского возраста (верхоянский комплекс) общей мощностью более 5 км, лежащие несогласно на палеозойском существенно карбонатном фундаменте. Плутон эродирован неглубоко. Выходящие на поверхность отдельные гранитные массивы — Чалбинский, Герамтаджинский, Кере-Юряхский, Кинет-Юряхский — сложены внешне однообразными разновозрастными гранитами и окружены общим ореолом контактовых роговиков, из чего следует, что они представляют собой куполы апикальной поверхности единого крупного тела (рис. 1). Данные магнитной съемки подтверждают этот вывод (рис. 2).

Ранее (Еловских, 1961) отмечалась приуроченность Чалбинского плутона к «слепому», не выходящему в верхние горизонты земной коры, так называемому «диагональному» разлому. По расположению и форме выходов гранитов на поверхность можно предположить, что рост куполов плутона в толще осадочных пород происходил в условиях неравномерного развития дренирующих структур различных направлений. При этом разрывные структуры северо-восточного, субмеридиального и субширотного направлений были подчинены основному северо-западному направлению, совпадающему с простиранием «диагонального» разлома в фундаменте. По очертаниям роговиковых полей, конфигурации изодинам магнитного поля и группировкам выходов гранитов на поверхность очевидно существование на глубине двух боковых гребней плутона: северного, погружающегося на запад, и южного — на юго-запад. К куполам этих гребней и приурочены проявления оловянной минерализации (см. рис. 1).

Плутон сложен однообразными по составу биотитовыми гранитами, относящимися к оловоносному комплексу мезозойского возраста. Вариации внешнего облика гранитов локальны и связаны главным образом с изменением их структу-

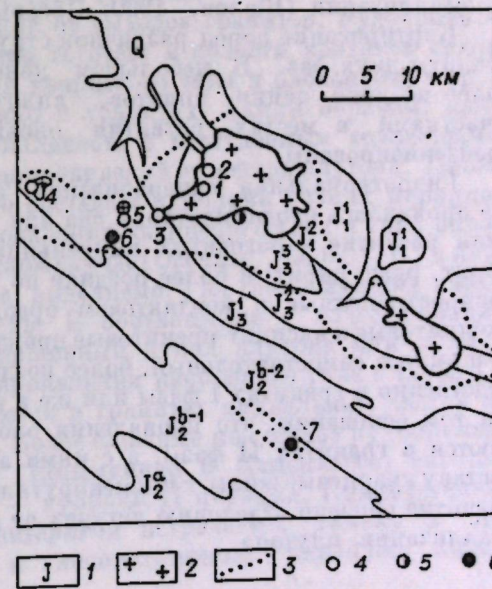


Рис. 1. Схема расположения выходов гранитов Чалбинского плутона на поверхность.

1 — флишеидные толщи юры; 2 — выходы гранитов на поверхность; 3 — контур ореола контактовых роговиков; 4 — рудопроявления кварцевого типа и роговиков; 5 — Чалба I, 3 — Чалба II, 4 — Чалба III, 5 — Чалба IV; 6 — рудопроявление кварцево-малосульфидного типа (Красное); 7 — рудопроявление сульфидно-кварцевого типа (6 — Безымянное, 7 — Каменистое).





Рис. 2. Схема расположения изолиний магнитного поля над Чалбинским плутоном

1 — выходы гранитов на поверхность; 2 — нулевая линия; 3 — изолинии положительного знака; 4 — изолинии отрицательного знака.

ры. Во всех массивах преобладают среднезернистые биотитовые граниты. Местами они сменяются крупнозернистыми порфировидными разностями, местами, особенно в краевых и апикальных участках куполов, — мелкозернистыми, что являет собой обычную картину внутреннего расслоения гранитных плутонов повышенной кислотности и объясняется неравномерным, пульсационным характером процесса их раскристаллизации (Шахов, 1960; Потапьев, 1971).

Картирование пород различной структуры в поле позволило выделить граниты двух фаз. В небольшом количестве в плутоне встречаются более поздние дайки аплитов, аплито-пегматитов, гранит-порфиров. Участками в местах развития оловянной минерализации граниты грейзенизированы.

Гидротермальная минерализация ассоциирующая с плутоном, также проявилась неоднократно, в два или три этапа. На раннем этапе получили развитие в роговиках импреняции сульфидов (пирротин, арсенопирит, реже пирит) и более поздние по отношению к сульфидам, широко распространенные в контактовом ореоле кварц-актинолитовые, кварц-аксинитовые и аксинит-прениитовые прожилки. Оловянные рудопрооявления возникли в самостоятельный, более поздний этап. Они встречаются непосредственно в гранитах I фазы или же в роговиках над куполами плутона. На том основании, что проявления оловянной минерализации не встречаются в гранитах II фазы, а с ними ассоциируют совершенно иные по составу кварцевые жилы сильменорутилом, можно предположить, что ее развитие обязано отделению летучих от магмы в начальные этапы раскристаллизации плутона.

#### РУДОПРОЯВЛЕНИЯ С КАССИТЕРИТОМ И ИХ ПОЛОЖЕНИЕ ПО ОТНОШЕНИЮ К ПЛУТОНУ

По классификации оловорудных месторождений Якутии (Флеров и др., 1971) все оловянные рудопрооявления плутона относятся к касситерит-кварцевой формации и представлены следующими типами минера-

лизации: оловоносных грейзенов, кварцевым, кварцево-малосульфидным и сульфидно-кварцевым (см. таблицу).

В грейзенах рудопрооявления Осеннего выявлен тесный парагенезис касситерита с кварцем, мусковитом и турмалином, со сложными временными соотношениями всех минералов, выделяющихся близко-одновременно. В кварцевых жилах содержатся касситерит, турмалин, вольфрамит, арсенопирит, скородит. Устанавливается одновременный рост касситерита с кварцем и вольфрамитом; арсенопирит по отношению к ним более поздний.

В рудопрооявлениях Чалба I—IV касситерит находится в парагенезисе с вольфрамитом и кварцем. В небольшом количестве присутствуют более поздние пирит, арсенопирит, висмут и замещающий его висмутин.

Касситерит рудопрооявления Красивого находится в парагенезисе с кварцем и вольфрамитом, но вольфрамит закончил кристаллизацию раньше касситерита; во вторую стадию выделялись пирротин, пирит, арсенопирит с вростками гудмундита, шеелит, марказит; в третью стадию — образующие твердый раствор сфалерит, халькопирит, стannин и более поздние выделения самостоятельного стannина.

Касситерит рудопрооявления Безымянного наблюдается в парагенезисе с кварцем и вольфрамитом, несколько позже выделялся флюорит; во вторую стадию выделялись пирит и арсенопирит; в третью — образующие твердый раствор сфалерит, халькопирит, стannин.

В рудопрооявлении Каменистом отмечены более ранний мусковит, касситерит в парагенезисе с кварцем, альбитом и апатитом. Встречающийся в ассоциации с ними флюорит выделялся несколько позже. Во вторую стадию выделялись арсенопирит, шеелит, пирит. В третью стадию — образующие твердый раствор сфалерит, халькопирит, стannин и более поздние блеклые руды.

Сравнивая вещественный состав рудопрооявлений, различно расположенных по отношению к плутону, обнаруживаем следующее. Рудопрооявления сульфидно-кварцевого типа встречаются только во вмещающих породах на некотором удалении от выходов гранитов. Рудопрооявления кварцево-малосульфидного типа тяготеет к области контакта гранитов с роговиками. Рудопрооявления кварцевого типа и оловоносных грейзенов расположены непосредственно в гранитах. Таким образом, намечается четкая горизонтальная зональность с постепенным усложнением состава руд по мере удаления рудопрооявлений от центра плутона. Примечательна и связь руд определенного состава с куполами разных порядков. Более простые по составу рудопрооявления кварцевого типа и типа оловоносных грейзенов приурочены в одном случае (Осеннее, Чалба I, II) к краевой части самого крупного купола, выделяемого на геологических картах под названием Чалбинский массив. В соответствии с классификацией В. Эммонса он определен как вершинный купол плутона или купол I порядка. В других случаях рудопрооявления кварцевого типа (Чалба III, IV, отчасти Чалба II) располагаются в гранитах апикальных частей куполов северного бокового гребня. Более сложные по составу рудопрооявления сульфидно-кварцевого типа (Безымянное и Каменистое) тяготеют к более низким куполам гребней — куполам II порядка. Примечательно, что флюорит в ассоциации с касситеритом встречается только в этих рудопрооявлениях, тяготеющих к гипсометрически наиболее низким куполам плутона.

#### ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КАССИТЕРИТОВ

Типоморфные особенности касситеритов также зависят от положения рудопрооявлений по отношению к плутону.

Температура гомогенизации газовой-жидких включений в касситеритах из рудопрооявлений в гранитах (360—380°) заметно выше, чем в кассите-



| Тип минерализации, рудогенез      | Положение относительно плутона                                   | Облик кристалла, размер        | Оптические свойства                         |                                              |                | Примеси, %                     |                                | Парагенезис                              | Температура гомогенизации газожидких включений |
|-----------------------------------|------------------------------------------------------------------|--------------------------------|---------------------------------------------|----------------------------------------------|----------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------------------------------|------------------------------------------------|
|                                   |                                                                  |                                | окраска                                     | Плеохроизм                                   | Зональность    | Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub> |                                          |                                                |
| Оловянных грейзенов, Осеннее      | Вершинный купол, эндоконтактовая зона                            | Короткопризматический, 1—2 см  | Коричневая и буроватая                      | Оливково-коричневая до светло-желтой         | Ярко выражена  | 0,017—0,0017                   | 0,013—0,0031                   | Кварц+касситерит+мусковит+турмалин       | 370—380±5°                                     |
|                                   | То же                                                            | То же                          | То же                                       | То же                                        | То же          | 0,017—0,0017                   | 0,013—0,0031                   | Кварц+касситерит+вольфрамит; турмалин    |                                                |
| Кварцевый, Осеннее                | »                                                                | »                              | Коричневая, реже медово-желтая и бесцветная | Светло-бурый, коричневый, желтый, бесцветный | »              | 0,015—0,0012                   | 0,01—0,0025                    | Кварц+касситерит+вольфрамит; турмалин    | 360—380±5°                                     |
|                                   | Чалба I                                                          | »                              | От черной до темной бурой и красной         | Бурый                                        | Не наблюдается | 0,0041                         | 0,0125                         | Кварц+касситерит+вольфрамит; турмалин    | 340—355±5°                                     |
| Кварцевомалосульфидный, Красное   | Вершинный купол, область контакта гранитов с вмещающими породами | Короткопризматический, до 3 см | Черная                                      | Сероватобурый                                | »              | 0,058                          | 0,071                          | Кварц+касситерит+вольфрамит; флюорит     |                                                |
|                                   | Купол II порядка, надвигузивная зона                             | Дипирамидальный, до 0,5 см     | То же                                       | Желтоватокоричневая                          | Ярко выражена  | 0,058                          | 0,027                          | Кварц+касситерит+альбит; анатит; флюорит | 330—345±5°                                     |
| Сульфидно-кварцевый, Белозымянное | То же                                                            | То же                          | То же                                       | То же                                        | То же          | То же                          | То же                          | То же                                    | То же                                          |
| Каменное                          | То же                                                            | То же                          | То же                                       | То же                                        | То же          | То же                          | То же                          | То же                                    | То же                                          |

ритах из сульфидно-кварцевых рудопроявлений надвигузивной зоны низких куполов гребней (330—345°). Касситериты из рудопроявления Красного, расположенного в зоне контакта гранитов с вмещающими породами, по температуре гомогенизации включений и по особенностям вещественного состава рудопроявления занимают промежуточное положение.

Таким образом, с намеченной по вещественному составу горизонтальной зональностью совпадает температурная зональность рудного поля. В этом можно видеть еще одно доказательство принадлежности рассматриваемых рудопроявлений к единому этапу рудообразования.

Изучение типоморфных особенностей касситеритов (см. таблицу) показывает, что более высокотемпературные касситериты окрашены светлее и кристаллы их обладают гранями призмы, в отличие от темных, почти черных дипирамидальных кристаллов более низкотемпературной группы. По данным химического анализа, черные касситериты характеризуются повышенным содержанием тантала и ниобия.

## ОБСУЖДЕНИЕ НАБЛЮДЕНИЙ

Вопросом о связи габитуса и окраски касситеритов с условиями их образования занимались многие исследователи. Уже в ранних работах (Шнейдер, 1937; Болдырева, 1939; Готман, 1941) указывается, что касситериты из пегматитов резко отличаются по габитусу: они всегда дипирамидальные и укорочены по оси *C*. Кристаллы касситеритов других типов (кварцевых, кварц-полевошпатовых жил, сульфидных месторождений), по данным этих исследований, различаются мало, «хотя грань *Z* чаще появляется в касситеритах сульфидно-касситеритовых жил и чем ближе к этому типу, тем кристаллы несколько более удлиненны по оси *C*; тем не менее, габитус кристаллов во всех случаях остается призматическим, и различия между касситеритами кварцевых и кварц-полевошпатовых жил и касситеритом касситерито-сульфидных жил выступают нерезко» (Готман, 1941, с. 83). Авторы указанных работ вопрос о зависимости типоморфных особенностей касситеритов от температур кристаллизации прямо не рассматривают, но они предполагали, что касситериты из пегматитов наиболее высоко-, а из касситерито-сульфидных жил — наиболее низкотемпературные. Этими же исследованиями было выяснено, что касситерит из пегматитов содержит повышенные количества пятиокиси тантала и ниобия (более 1—1,5%) и обладает более темной окраской. «Таким образом, отмечает А. М. Болдырева, — резкие различия между касситеритами разного генезиса не установлены, но связь между морфологией, физическими и химическими особенностями и его генезисом, несомненно, намечена» (Болдырева, 1937, с. 420).

Позже, изучая весьма детально, с применением новейших методов исследования, касситериты из месторождений разных формаций и сопоставляя их особенности, Е. И. Доломанова с соавторами (Григорьев, Доломанова, 1951; Доломанова и др., 1969) пришли к выводу, что основной критерий, позволяющий различать касситериты разного генезиса, — особенности химического состава. «Различные физические свойства касситеритов в большей или меньшей степени зависят от его химического состава» (Доломанова и др., 1969, с. 138). В то же время на большом фактическом материале Э. Б. Байбулатов и А. К. Грошев (Байбулатов, Грошев, 1974) нашли, что морфология кристаллов касситерита определяется именно температурой образования минерала. Высокотемпературный касситерит (360—370° и выше), по их данным, характеризуется изометричной дипирамидальной формой. С понижением температуры появляются грани призмы, и высота призматического пояса находится в обратной зависимости от температуры кристаллизации.



Приведенные заключения различных авторов показывают, насколько сложен и во многом еще неясен этот вопрос.

Изучая касситериты из кварц-полевошпатовых жил Этыкинского месторождения (Восточное Забайкалье), Р. М. Константинов (1956) обнаружил, что даже в пределах одной жилы и в течение одной стадии минерализации типоморфные особенности касситерита резко изменяются в зависимости от времени его выделения и от ассоциирующихся с ним минералов. Более ранние выделения касситерита в отличие от более поздних, образующихся совместно с галенитом, имеют короткопризматическую или дипирамидальную форму и характеризуются присутствием примеси тантала, ниобия и вольфрама и отсутствием заметных количеств индия. Первые по своим особенностям являются типичным касситеритом кварцево-касситеритовой или пегматитовой формации, вторые более похожи на касситериты сульфидно-касситеритовых месторождений. Совместное их нахождение Р. М. Константинов объясняет изменением концентрации ниобия, тантала, вольфрама и индия в процессе рудообразования. Это, в свою очередь, обусловлено изменением форм переноса олова в рудных растворах, которое вначале находилось в виде фтористых соединений, а в более поздние моменты рудообразования, в связи с возрастанием концентрации серы, — в форме сложных сульфосолей.

В нашем случае присутствие в части рудопроявлений ассоциирующего с касситеритом флюорита также позволяет считать, что наиболее вероятной формой переноса олова при формировании этих рудопроявлений были его фтористые соединения. Вместе с тем, благодаря наличию данных по температуре гомогенизации газовой-жидких включений, находящихся непосредственно в касситеритах, можно утверждать, что, по крайней мере, в температурном интервале 330—380° на габитус кристаллов касситерита большее влияние оказывает состав примесей оловоносных растворов, нежели температура кристаллизации, в частности, концентрации в растворах тантала и ниобия. С этим выводом хорошо согласуется тот факт, что дипирамидальные кристаллы касситерита рудопроявлений Безымянное и Каменистое характеризуются черной окраской, связь которой с повышенным содержанием тантала и ниобия считается доказанной, хотя эти касситериты из всех изученных рудопроявлений наиболее низкотемпературны.

Вопрос о формах вхождения в касситериты тантала (и ниобия) дискуссионен, и мы его здесь не рассматриваем. Отметим лишь, что обнаружение переходной между касситеритом и танталитом разновидности минерала — оловотанталита, характеризующегося в отличие от таблитчатой формы танталита изометричной дипирамидальной формой (Матнас, 1961), позволяет допускать возможность между этими минералами изоморфного ряда и различных изменений габитуса кристаллов с изменением количественных соотношений компонентов изоморфного ряда. Даже соотные доли процента примесей тантала и ниобия способны вызвать отклонения габитуса кристаллов касситерита от нормальной температурной зависимости (см. табл.).

Касситериты Чалбинского плутона из рудопроявлений вершинного купола ассоциируют с турмалином. Флюорита здесь практически нет. И наоборот, в рудопроявлениях, расположенных в надвигушной зоне куполов II порядка, отсутствует турмалин, но в большом количестве присутствует флюорит. Этот факт также не укладывается в привычную схему нормальной температурной зональности. Для оловорудных полей, связанных с гранитными plutонами, характерна обратная картина. Поэтому предполагать, что состав рудоносных растворов, формирующих те или другие рудопроявления, обязан естественной их дифференциации или фильтрации в процессе движения к пунктам рудоотложения, не приходится. Нельзя думать и об изменении состава растворов в сторону обогащения фтором в результате взаимодействия их с вмещающими порода-

ми, так как терригенные породы верхоянского комплекса, вмещающие рудопроявления Безымянное и Каменистое, характеризуются повышенным кларком именно бора, а не фтора (Некрасов, 1966), что находит подтверждение и в исследованном районе в широком развитии в роговиках на раннем этапе минерализации прожилков аксинита. Остается допустить, что возникновение различий в составе минерализации разных рудопроявлений в данном случае обусловлено отделением магмой разных куполов специфических по составу растворов. Находящийся на более высоком гипсометрическом уровне вершинный купол плутона концентрировал преимущественно бор, а более низко расположенные куполы II порядка — фтор, а с ним тантал и ниобий. Большую способность бора уходить в пневматолиты и накапливаться там вместе с хлором отмечал А. Е. Ферсман (1959). Для концентрирования в магме фтора, наоборот, необходимы условия более высоких внешних давлений. Это положение в настоящее время можно считать доказанным экспериментально и расчетами, выполненными И. Д. Рябчиковым (1974). Очевидно, что остановка куполов II порядка на более низком гипсометрическом уровне происходила вследствие повышенной в этих участках прочности пород кровли плутона и соответственно пониженной их проницаемости, что и создавало необходимые предпосылки для развития процесса кристаллизации магмы куполов II порядка в условиях более замкнутой системы, содействующих накоплению фтора и отделению от магмы олова уже не в соединениях с бором, а в форме фторидов.

#### ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Касситериты в рудопроявлениях Чалбинского плутона приурочены к куполам разного порядка и характеризуются своими типоморфными особенностями.
2. На габитус кристаллов касситерита в интервале температур кристаллизации 380—330°C существенно влияет состав рудоносных растворов — форма существования в растворе олова и концентрации примесей, в частности тантала и ниобия.
3. Куполы плутона различного порядка, функционируя одновременно, концентрировали и выделяли специфические по составу рудоносные растворы.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Байбулатов Э. Б., Грошев А. К. Зависимость морфологии кристаллов касситерита от температуры образования. — «Известия АН КиргССР», 1974, № 1, с. 25—30.
- Болдырева А. М. К вопросу о зависимости морфологических, физических и химических свойств касситерита от его генезиса. — «Записки Всес. минералог. об-ва», Серия 2, 1939, т. 68, вып. 3, с. 386—418.
- Готман Я. Д. Типоморфные особенности касситерита оловорудных месторождений СССР. — «Труды ГИН АН СССР. Минералог. серия», 1941, вып. 46, т. 9, с. 41—53.
- Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И. Новые данные по кристаллохимии и типоморфным особенностям касситеритов различного генезиса. — «Труды Минералог. музея АН СССР», 1951, вып. 3, с. 73—92.
- Доломанова Е. И., Болырека Р. В., Ракчеев А. Д., Яковлевская Т. А. Касситерит и его типоморфные особенности. — В кн.: Типоморфизм минералов. М., «Наука», 1969, с. 128—184.
- Еловских В. В. Условия образования месторождений Бургавли-Чалбинской оловорудной зоны. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР. Вып. VIII. Якутск, 1961, с. 17—34.
- Константинов Р. М. О двух типах касситерита, установленных в кварцево-полевошпатовых жилах Этыкинского месторождения Вост. Забайкалья. — Записки Всес. минералог. об-ва, 1956, ч. 85, вып. 4, с. 583—585.



Матнас В. В. Оловотанталит — новая разновидность танталита. — В кн.: Геология месторождений редких элементов. Вып. 9 (новые данные по минералогии месторождений редких элементов). М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 30—41.

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

Потапов В. В. Внутреннее строение и рудоносность мезозойского гранитного массива. — В кн.: Гранитоидные массивы Сибири и оруденение. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 5—90.

Рябчиков И. Д. Физико-химический анализ условий отделения рудоносных растворов из гранитных магм. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М., «Наука», 1974, с. 23—26.

Флеров Б. Л., Индолев Л. Н., Яковлев Я. В., Бичус Б. Я. Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии. М., «Наука», 1971. 318 с.

Ферсман А. Е. Избранные труды. Т. V. М., Изд-во АН СССР, 1959. 858 с.

Шахов Ф. Н. О происхождении гранитных магм и рудных месторождений. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 142—149.

Шнейдер Ю. А. Морфолого-генетическая схема габитусов оловянного камня. — «Пробл. сов. геол.», 1937, № 3, с. 187—199.

Я. А. КОСАЛС, Г. М. РЫЛОВ

### ЗАВИСИМОСТЬ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ БЕРИЛЛОВ ОТ СОСТАВА ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Большая изоморфная емкость берилла на значительное число элементов и изменчивость набора и содержания элементов в зависимости от условий образования общезвестна (Гинзбург, 1952; Беус, 1960; Фекличев, 1964; и др.). Это позволяет использовать его как геохимический индикатор. Установлено, что в грейзеновых месторождениях, связанных с кислотным выщелачиванием; в составе берилла щелочи, как правило, отсутствуют (Беус, 1960). В грейзенах, связанных со стадией альбитизации, и в альбитизированных гранитах в бериллах всегда отмечается повышенное количество щелочей, в основном натрия (Беус, 1960; Фекличев, 1964). Повышенное количество железа обычно характерно для бесщелочных или малощелочных бериллов из незамещенных пегматитов и грейзенов, связанных с кислотным выщелачиванием в высокотемпературных гидротермально-пневматолитовых месторождениях (Беус, 1960; Фекличев, 1964; и др.). Подмечено, что высокие содержания Mg, Ca, Fe, Cr, Sc характерны для бериллов, образовавшихся в основных, ультраосновных, гибридных и карбонатных породах. Еще А. Е. Ферсман подчеркнул, что цвет берилла меняется в зависимости от его генезиса и химического состава. Это впоследствии было подтверждено на большом фактическом материале В. Г. Фекличева (1964). Он пришел к выводу, что для бесщелочных бериллов наиболее характерны зеленые, голубые, желтые, коричневые окраски, порой весьма густые, для щелочных — более светлые, нежные: молочно-белые, розовые, светло-желтые и яблочно-зеленые. Он установил также, что в голубом берилле преобладает окисное железо, а в желтом — закисное. В зеленых бериллах окисное и закисное железо находятся в равных соотношениях.

На некоторых месторождениях нами отчетливо наблюдалось изменение окраски берилла одной и той же стадии (жилы) в зависимости от состава вмещающих пород. Так, на ряде месторождений в кварц-альбитовых, кварц-микроклиновых и кварцевых прожилках, залегающих среди роговиков (по порфирирам), габбро и диоритов, развит синий и зеленоватый берилл. Иногда встречаются зональные его кристаллы с более густой окраской центральной части, постепенно сменяющейся более светлой в периферии. Эти бериллы обычно обладают плеохронизмом от синего, голубо-

| 1   | 2       | 3                                   | 4                   | 5           |
|-----|---------|-------------------------------------|---------------------|-------------|
| 101 | 35      | »                                   | Гнейсы, сланцевого. | флюоритовый |
| 102 | 35      | Пегматит альбит-сподуменовый        | »                   | »           |
| 103 | 35      | »                                   | »                   | »           |
| 104 | 35      | »                                   | »                   | »           |
| 105 | 35      | »                                   | »                   | »           |
| 106 | 35      | »                                   | »                   | »           |
| 107 | 35      | »                                   | »                   | »           |
| 108 | 18      | Пегматит микроклин-альбитовый       | Сланцы              | »           |
| 109 | д       | »                                   | »                   | »           |
| 110 | 80      | »                                   | »                   | »           |
| 111 | 1       | Апогранит мусковит-альбитовый       | Граниты             | »           |
| 112 | 2       | То же                               | »                   | »           |
| 113 | 2       | »                                   | »                   | »           |
| 114 | 2       | »                                   | Гранодиориты        | »           |
| 115 | 2       | »                                   | Граниты             | »           |
| 116 | 344/60  | »                                   | »                   | »           |
| 117 | 1054/61 | »                                   | »                   | »           |
| 118 | 1054/61 | »                                   | »                   | »           |
| 119 | 1054/61 | Грейзен кварц-топазовый             | Граниты             | »           |
| 120 | 1054/61 | Грейзен                             | »                   | »           |
| 121 | 1054/61 | Грейзен слюдяной                    | »                   | »           |
| 122 | 1054/61 | Грейзен кварц-слюдяной              | Сланцы              | »           |
| 123 | 1       | Грейзен флюорит-мусковитовый        | »                   | »           |
| 124 | 2       | То же                               | »                   | »           |
| 125 | 3       | Грейзен-альбит-флюорит-мусковитовый | »                   | »           |
| 126 | 10      | Грейзен-кварц-сидерофиллитовый      | Граниты             | »           |
| 127 | 10      | Грейзен мусковит-флюоритовый        | Сланцы              | »           |
| 128 | 10      | То же                               | »                   | »           |
| 129 |         | Кварцевые жилы.                     | Граниты             | »           |
| 130 |         | »                                   | »                   | »           |
| 131 |         | »                                   | »                   | »           |
| 132 |         | »                                   | »                   | »           |
| 133 |         | »                                   | »                   | »           |
| 134 | 297     | »                                   | »                   | »           |
| 135 | 243     | »                                   | »                   | »           |
| 136 | 1363    | »                                   | »                   | »           |
| 137 | 102     | »                                   | »                   | »           |
| 138 | K-1/560 | »                                   | »                   | »           |
| 139 | K-2/60  | »                                   | »                   | »           |
| 140 | 191     | »                                   | »                   | »           |
| 141 | 743/61  | »                                   | »                   | »           |
| 142 | 219     | »                                   | »                   | »           |
| 143 | 198/64  | »                                   | »                   | »           |
| 144 | 178/64  | »                                   | »                   | »           |
| 145 | 867/67  | Кварц-микроклиновые жилы            | »                   | »           |
| 146 | 867Б/67 | То же                               | Сланцы              | »           |
| 147 | 5       | Кварцевые жилы                      | Граниты             | »           |
| 148 | 5       | »                                   | »                   | »           |
| 149 | 5       | »                                   | »                   | »           |
| 150 | 5       | Альбит-кварцевые жилы               | Сланцы              | »           |
| 151 | 5       | Альбитовые жилы                     | »                   | »           |

В многих авторах, отметим лишь, что в настоящее время нет единого струк-



Матна

Окончание табл.

| Некра  | 19   | 20      | 21   | 22   | 23   | 24                      |
|--------|------|---------|------|------|------|-------------------------|
| Потан  | 2,85 | 100,497 | 3,50 | 6,36 | 0,27 | Он же                   |
| Рябчи  | 1,75 | 99,89   | 3,43 | 7,05 | 0,37 | »                       |
| Флеро  | 2,74 | 99,83   | 3,50 | 6,37 | 0,37 | »                       |
| Ферсм  | 1,73 | 99,541  | 3,49 | 4,47 | 0,38 | »                       |
| Шахон  | 2,15 | 100,168 | 3,63 | 5,05 | 0,53 | »                       |
| Шнейд  | 2,97 | 98,80   | 3,51 | 5,58 | 0,27 | »                       |
|        | 3,15 | 100,187 | 3,52 | 5,98 | 0,27 | »                       |
|        | 2,00 | 100,41  | 3,77 | 1,02 | 0,77 | Бакакин и др., 1967     |
|        | 2,23 | 99,30   | 3,67 | —    | 0,96 | Пеструченко и др., 1971 |
|        | 2,16 | 99,53   | 3,85 | —    | 0,3  | »                       |
|        | 2,07 | 100,05  | 3,85 | 0,76 | 0,90 | Hall, Walsh, 1971       |
|        | 2,14 | 99,75   | 3,77 | 0,86 | 0,80 | Они же                  |
|        | 1,43 | 99,77   | 3,60 | 2,45 | 0,55 | Маршукова, 1969         |
|        | 2,00 | 100,31  | 3,61 | —    | 0,50 | Фекличев, 1964          |
|        | 1,78 | 100,31  | 3,83 | 0,05 | 0,75 | Он же                   |
|        | 2,05 | 100,27  | 3,67 | 0,30 | 0,55 | По нашим данным         |
|        | 1,73 | 100,51  | 3,49 | 1,31 | 0,61 | »                       |
|        | 0,35 | 99,32   | 3,12 | —    | 1,41 | Некрасов, 1960          |
| тов и  | 1,05 | 99,87   | 3,81 | —    | 0,85 | Беус, 1960              |
| вий с  | 0,30 | 99,74   | 3,29 | —    | 0,40 | Некрасов, 1960          |
| 1964;  | 0,35 | 99,63   | 3,66 | —    | 0,70 | Заболотная и др., 1962  |
| Устае  | 1,37 | 99,88   | 3,77 | —    | 0,45 | Они же                  |
| выще   | 1,87 | 100,035 | 3,52 | 0,45 | 0,74 | Заболотная и др., 1967  |
| (Беус  | 1,80 | 98,58   | 3,76 | 0,45 | 0,30 | Они же                  |
| зирова | 1,72 | 100,16  | 3,74 | 0,36 | 0,24 | »                       |
| во ще  | 2,25 | 100,42  | 3,21 | —    | 0,21 | Беус, 1960              |
| ков к  | 0,9  | 100,19  | 3,53 | 2,16 | 0,34 | Кутикува, Власов, 1970  |
| лочно  | 1,70 | 99,97   | 3,29 | —    | 0,52 | Беус, 1960              |
| кислос |      |         |      |      |      |                         |
| пневм  | 2,26 | 99,86   | 3,65 | 0,77 | 0,69 | Hall, Walsh, 1971       |
| Подм   | 2,17 | 99,93   | 3,57 | 0,62 | 0,62 | Они же                  |
| рилс   | 1,49 | 100,19  | 3,61 | 3,10 | 0,55 | Маршукова, 1969         |
| натив  | 2,02 | 101,57  | 3,61 | —    | 0,75 | Коришский, 1967         |
| ся в з | 1,75 | 99,80   | 3,60 | —    | 1,04 | Беус, 1960              |
| было   | 1,61 | 100,04  | 3,46 | 4,02 | 0,78 | По нашим данным         |
| вым    | 1,32 | 99,50   | 3,41 | 1,09 | 0,49 | То же                   |
| лее х  | 1,21 | 99,59   | 3,55 | 0,32 | 1,33 | »                       |
| весьм  | 1,28 | 99,35   | 3,44 | 3,48 | 0,54 | »                       |
| розов  | 1,74 | 100,07  | 3,53 | 0,60 | 0,50 | »                       |
| голуб  | 2,24 | 100,05  | 3,60 | 0,46 | 0,31 | »                       |
| В зе   | 1,83 | 99,20   | 3,60 | 2,06 | 0,80 | »                       |
| соотн  | 2,25 | 99,87   | 3,55 | 1,04 | 0,63 | »                       |
| И      | 1,89 | 99,55   | 3,57 | 0,84 | 0,84 | »                       |
| ние о  | 1,85 | 99,725  | 3,54 | 0,17 | 0,52 | »                       |
| става  | 1,88 | 100,045 | 3,56 | 0,07 | 0,58 | »                       |
| кварц  | 2,20 | 99,96   | 3,41 | 0,41 | 0,76 | »                       |
| викон  | 1,92 | 100,09  | 3,47 | 0,29 | 0,21 | »                       |
| сипий  | 1,18 | 101,135 | 3,58 | 0,95 | 0,42 | Заболотная и др., 1967  |
| окрас  | 1,05 | 99,22   | 3,64 | —    | 0,28 | Заболотная и др., 1962  |
| рифери | 0,70 | 100,49  | 3,48 | 0,67 | 0,27 | Они же                  |
|        | 0,13 | 100,39  | 3,30 | —    | 0,06 | Власов, Кутикува, 1960  |
|        | 1,87 | 100,462 | 3,72 | —    | 0,70 | Заболотная и др., 1967  |

рифери. Эти бериллы обычно обладают плеохронизмом от синего, голубо-

го по *Ne* до зеленовато-синего и бесцветного по *No*. В прожилках тех же стадий, развитых в гранитах, преобладают бериллы светло-, желтовато-зеленой окраски, реже бесцветные. Плеохронизм для них обычно не устанавливается. В рудных прожилках штокверка, залегающего среди кварцевых диоритов, развит светло-зеленый (в ранних кварц-полевошпатовых прожилках) слабо окрашенный берилл, а в кварц-флюорит-слюдистых и кварцевых прожилках — бледно-зеленоватый до бесцветного.

Оптическими исследованиями и химическим анализом этих бериллов установлены существенные различия их химического состава, показателей преломления и удельного веса (см. таблицу). Синие бериллы из прожилков в роговиках характеризуются наиболее высокими значениями показателей преломления ( $N_o = 1,593-1,586$ ,  $N_e = 1,589-1,581$ ) и удельных весов ( $d = 2,93-2,86$ ) и низкими —  $N_o - N_e = 0,004-0,005$ . Для них характерно резко пониженное содержание  $Al_2O_3$  (16,20—15,72%) и незначительное —  $BeO$  (13,20—12,88%). Существенное значение в составе этих бериллов имеют повышенные содержания  $Fe_2O_3$  (2,50—1,80%),  $FeO$  (0,63—0,42%),  $MgO$  (0,89—0,40%), составляющие одну кристаллохимическую группу с  $Al_2O_3$  (Рылов, 1970). Характерно повышенное содержание  $Na_2O = 1,20-0,69\%$ ;  $Li_2O = 0,15-0,056\%$  и  $Cs_2O = 0,12-0,004\%$ , а содержания  $K_2O$  (0,25—0,02%) и  $Rb_2O$  (0,04—0,009%) незначимо отличаются от остальных его разностей.

Светло-зеленые бериллы из жил среди гранитов, ассоциирующие с вольфрамитом, гюбнеритом, молибденитом, пиритом, флюоритом и другими, от предыдущих отличаются близкими к стехиометрическим количествами  $Al_2O_3$  (18,62—17,75%) и  $BeO$  (13,39—13,20%) при небольшом количестве  $MgO$  (0,48—0,15%),  $Fe_2O_3$  (0,6—0,28%),  $FeO$  (0,52—0,10%) и  $CaO$  (0,26—0,13%). Более низкое в них содержание  $Na_2O$  (0,54—0,19%), а особенно  $Li_2O$  (0,09—0,024%) и  $Cs_2O$  (0,04—0,005%). Для этих бериллов характерны минимальные значения  $N_o$  (1,577—1,573),  $N_e$  (1,571—1,568), удельного веса ( $d = 2,68$ ) и повышенные  $N_o - N_e$  (0,009—0,005).

Бериллы из рудных прожилков штокверка в кварцевых диоритах отличаются от двух описанных разностей бериллов, занимая по химическому составу и оптическим характеристикам промежуточное положение. Для них характерно несколько пониженное против стехиометрического содержания  $Al_2O_3$  (17,73—17,20%) и  $BeO$  (13,08—12,70%). Содержания  $MgO$  (0,61—0,41%),  $CaO$  (0,86—0,51%) и  $Fe_2O_3$  (0,52—0,30%) имеют промежуточные значения, а  $FeO$  (0,18—0,10%) — минимальны. От описанных выше двух типов бериллов эти отличаются большими содержаниями  $Na_2O$  (2,18—1,27%),  $Li_2O$  (0,35—0,14%) и  $Cs_2O$  (0,31—0,17%). Промежуточные значения имеют  $N_o$  (1,585—1,578),  $N_e$  (1,579—1,573),  $N_o - N_e$  (0,006—0,005) и удельного веса ( $d = 2,78-2,72$ ).

Различен состав бериллов из кварцевых и полевошпат-кварцевых жил и грейзенов, развитых в гранитах и кислых алюмосиликатных породах, карбонатных породах и скарнах.

Поэтому назрела необходимость обобщения всего аналитического материала по бериллам из месторождений не только различных генетических типов, но и различных составов вмещающих пород с целью выявления взаимосвязи генезиса с основными позиционными вариантами изоморфизма. В таблице приведен химический состав 184 образцов бериллов из разных месторождений мира, в том числе 30 анализов оригинальных. Изучение литературы по бериллам показало, что многие анализы некачественные и неполные (отсутствуют данные о содержании ряда компонентов, чаще  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $FeO$  или  $Fe_2O_3$ ,  $Li_2O$ ,  $Cs_2O$  и др.). В таблице приведены лишь анализы, которые, по мнению авторов, наиболее достоверно и полно отражают основные генетические и структурные типы бериллов. Не вдаваясь в разбор многочисленных представлений о структуре и изоморфных замещениях в бериллах, рассмотренных в специальных работах многих авторов, отметим лишь, что в настоящее время точными струк-



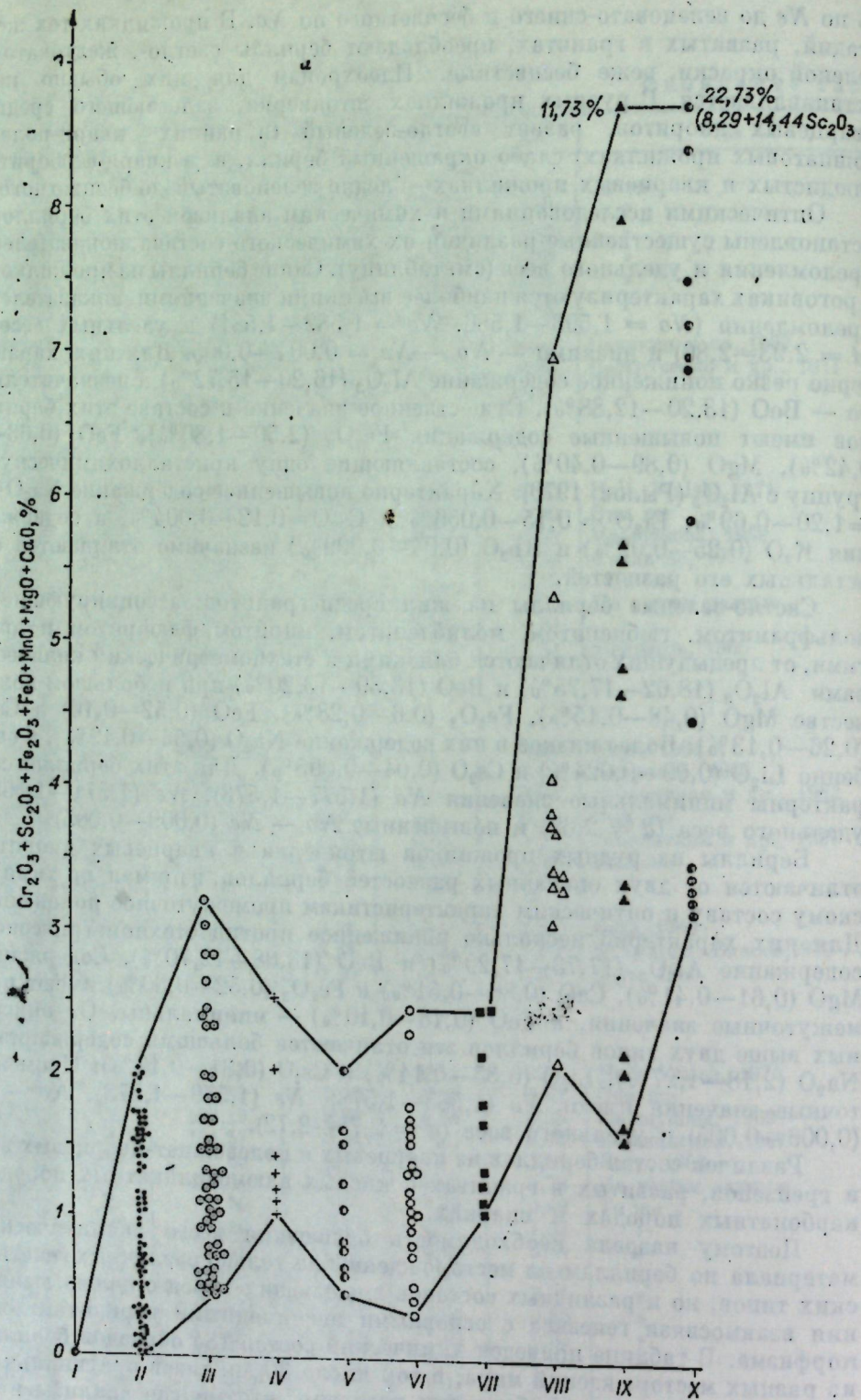
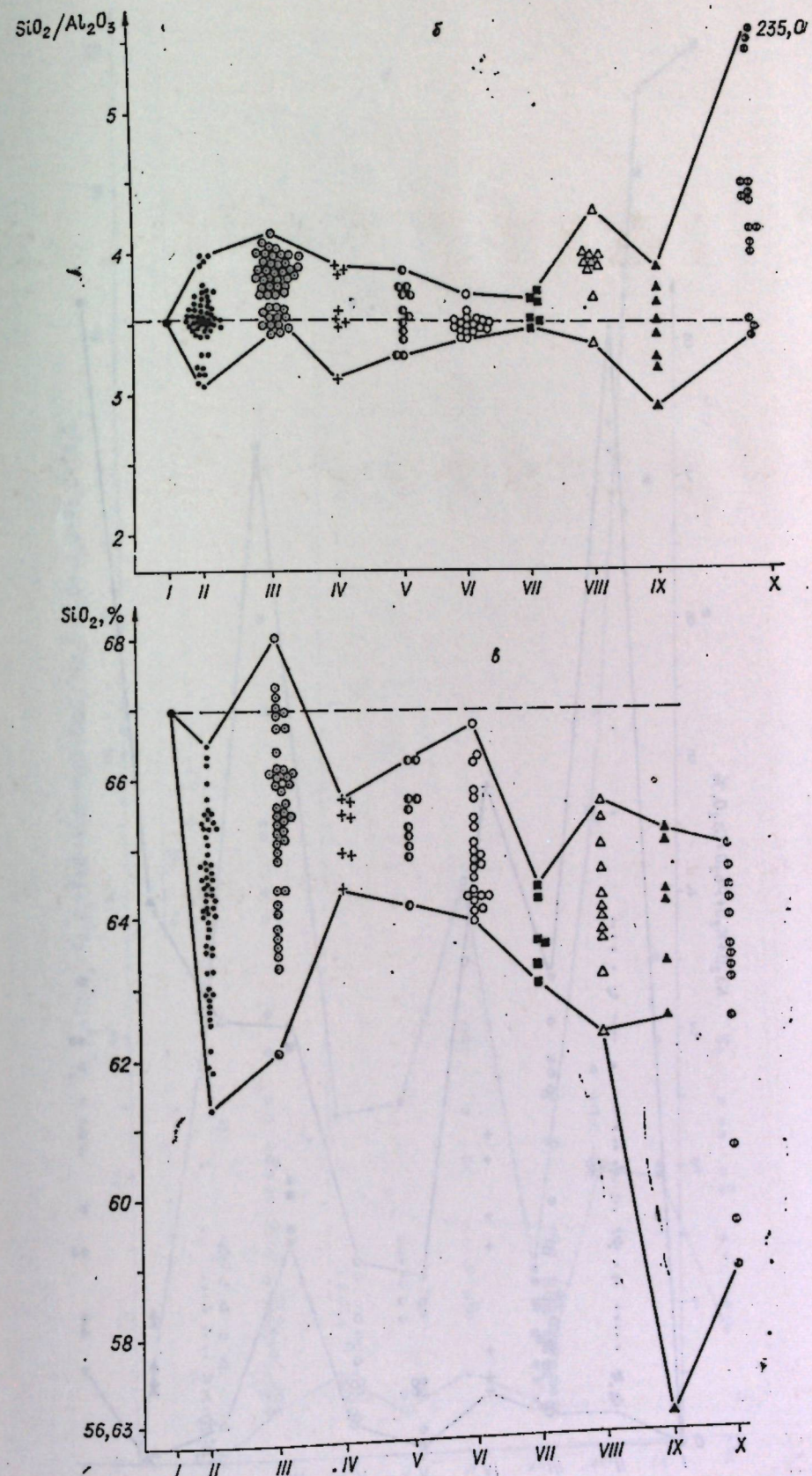
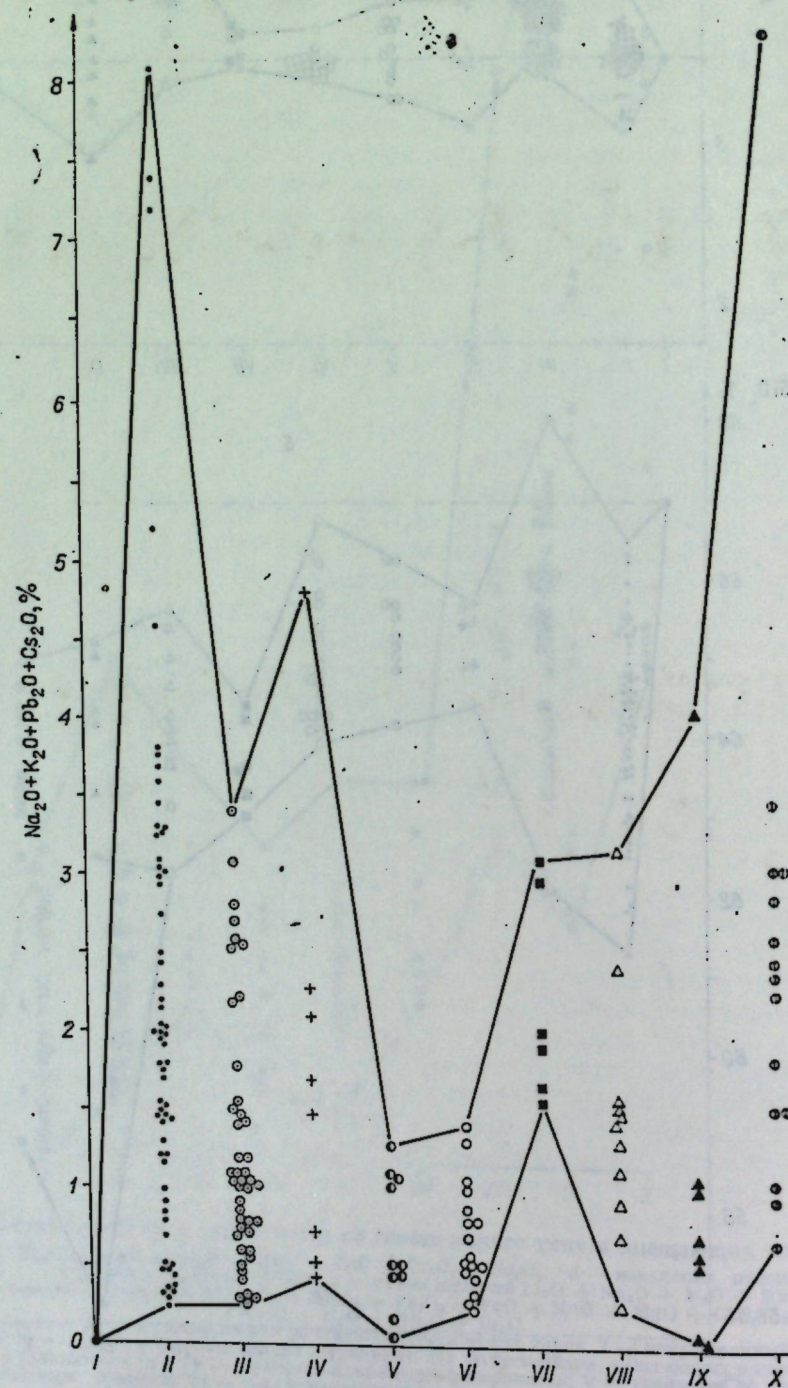


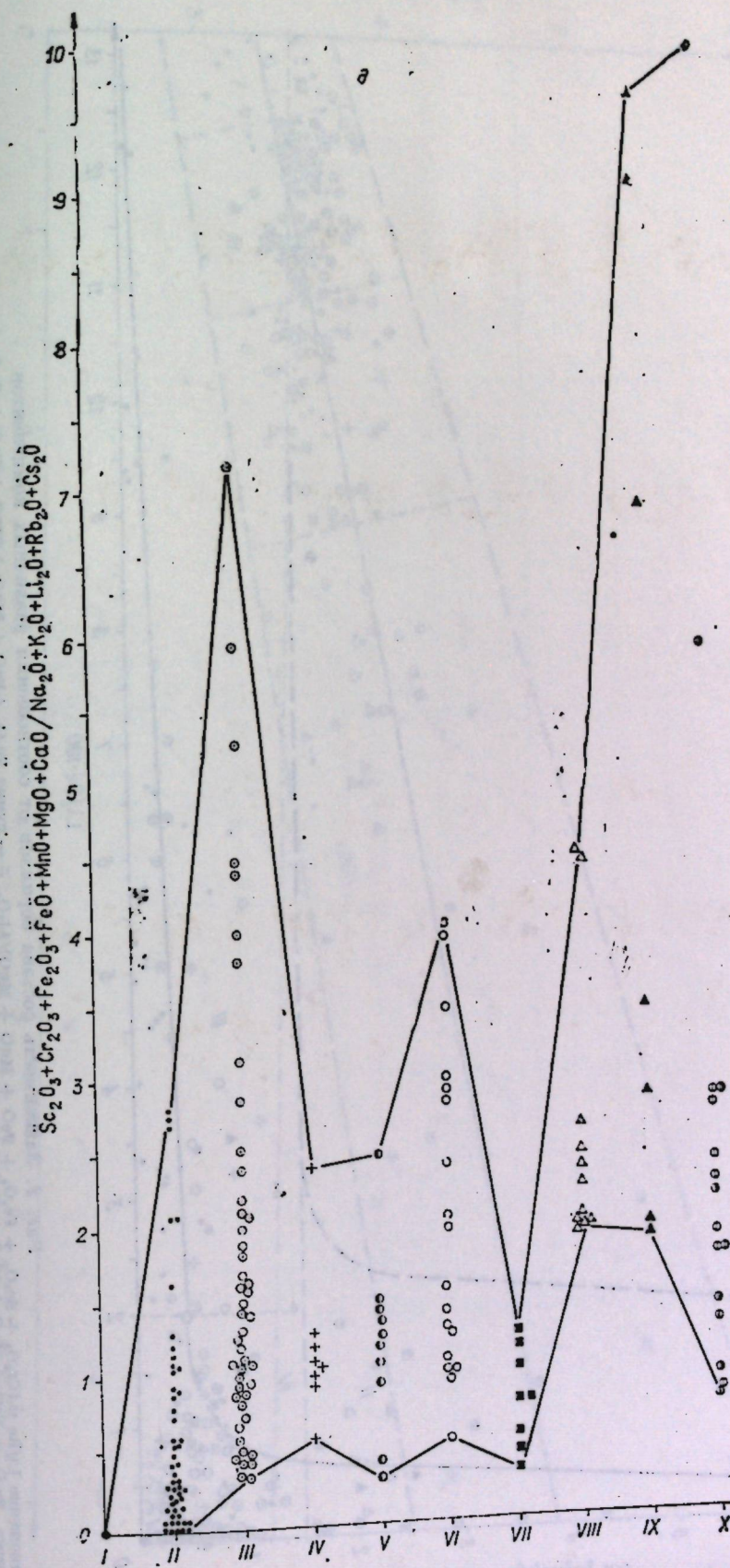
Рис. 1. Состав бериллов в зависимости от генетического типа и вмещающих пород.  
 а — сумма  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{CaO} + \text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Sc}_2\text{O}_3$ ; б — изменение отношения  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ; в — изменение содержания  $\text{SiO}_2$ ; г — сумма щелочей  $\text{Li}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Rb}_2\text{O} + \text{Cs}_2\text{O}$ ; д — изменение отношения  $\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Sc}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO}/\text{Li}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Rb}_2\text{O} + \text{Cs}_2\text{O}$ .  
 Здесь и далее I — X — бериллы из руд различных генетических типов: I — искусственный беспримесный; II — пегматитов, залегающих в гранитах; III — пегматитов, залегающих в гнейсах, сланцах, амфиболитах и др.; IV — мусковит-альбитовых апогранитов; V — грейзенов по кислым алюмосиликатным породам; VI — жил и метасоматитов среди кислых алюмосиликатных пород; VII — жил и метасоматитов среди гранитоидов среднего состава; VIII — жил и метасоматитов пород повышенной основности; IX — карбонатных пород и скарнов; X — основных и ультраосновных пород.





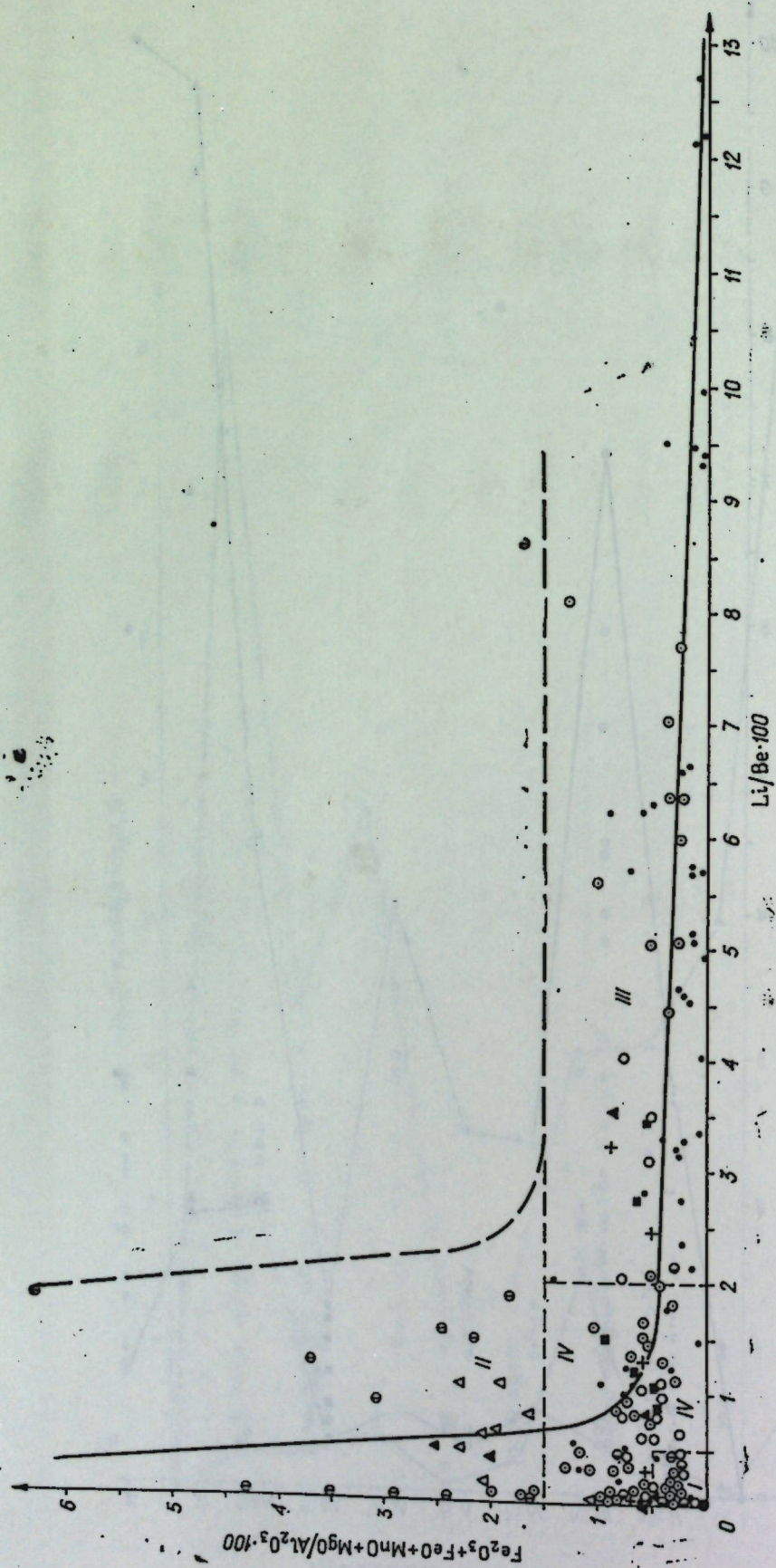


Продолжение рис. 1.



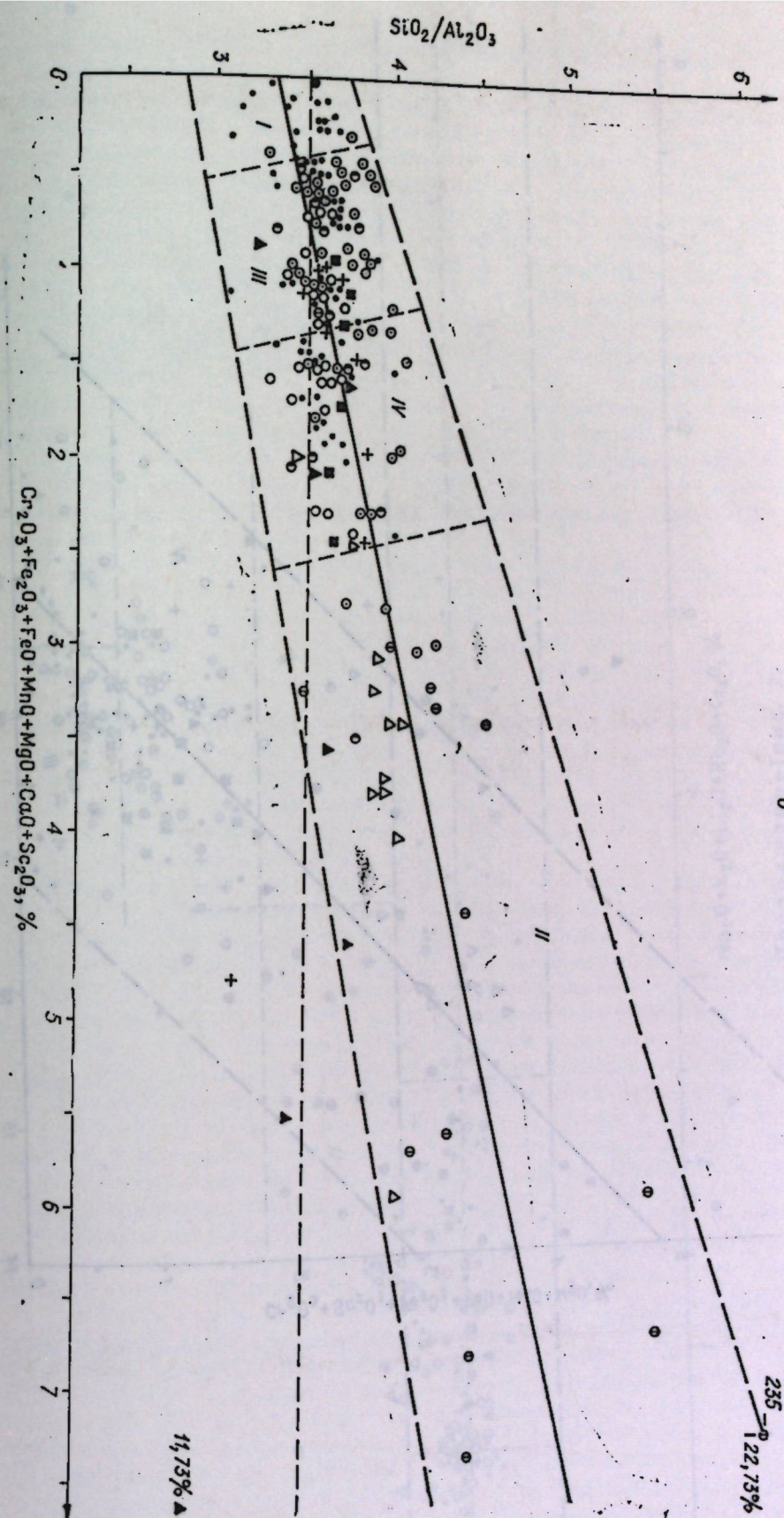
Продолжение рис. 1.



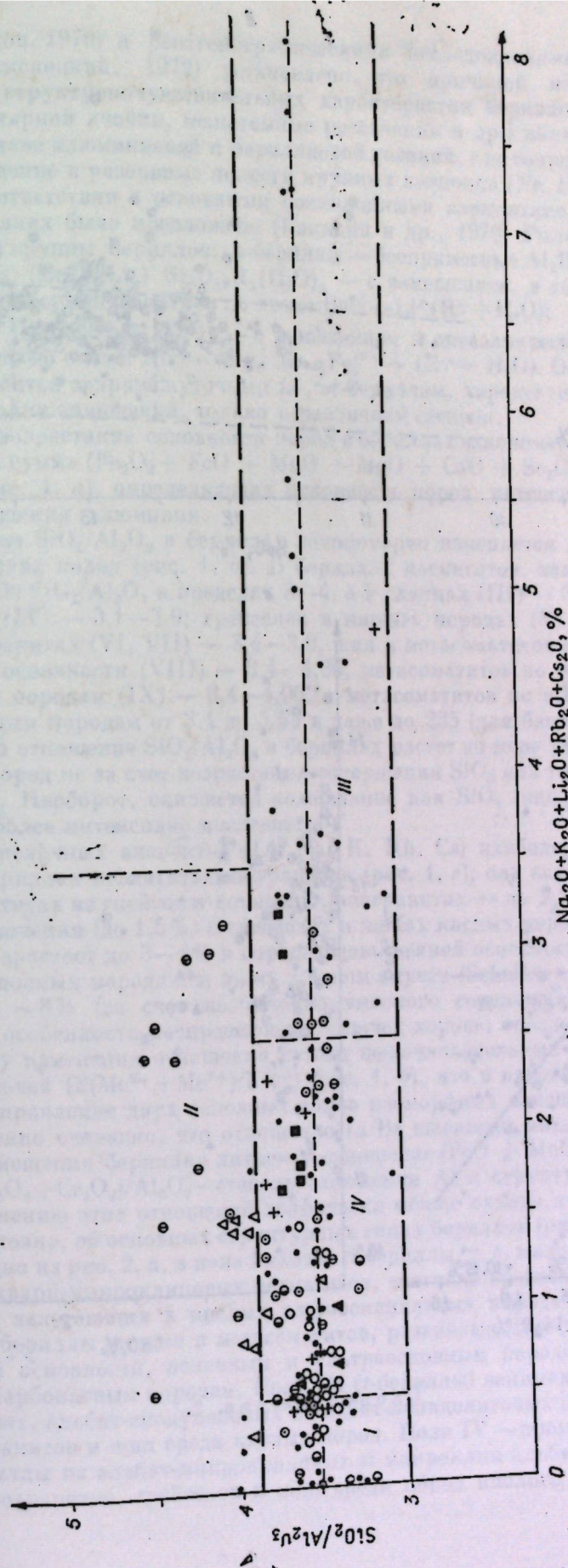
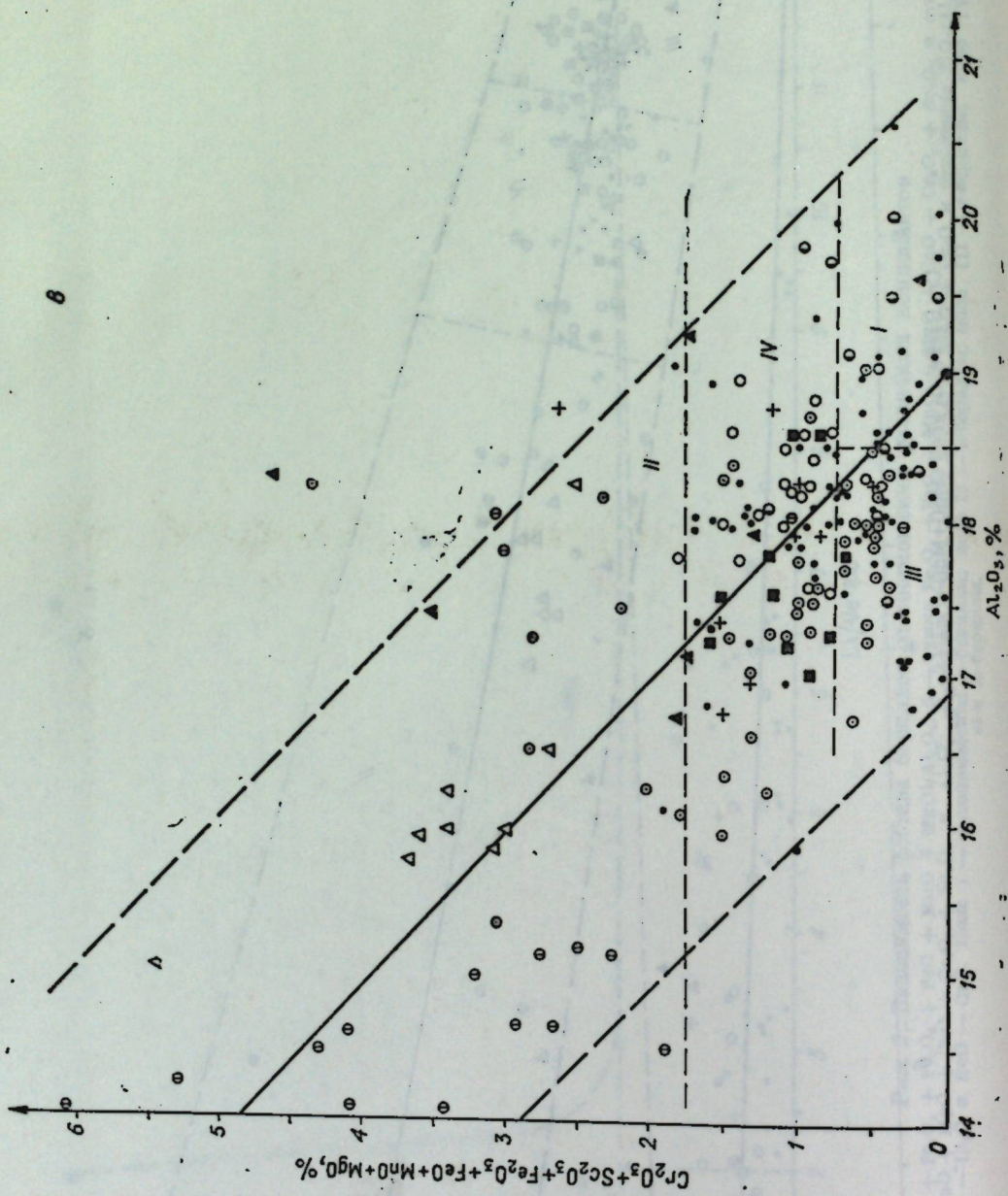


**Рис. 2.** Зависимость состава бериллов от соотношения различных компонентов

a — отношение  $\text{Li}/\text{Be}$  и  $(\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Se}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{Al}_2\text{O}_3$ ; б — сумма  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Sr}_2\text{O}_3$  и отношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ; в — сумма  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Sr}_2\text{O}_3$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; г — сумма  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Li}_2\text{O} + \text{Rb}_2\text{O} + \text{Cs}_2\text{O}$  и отношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ; д —  $\text{BeO}$  и отношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ; е —  $\text{BeO} - \text{Li}_2\text{O}$  и  $\text{BeO} - \text{CaO}$ . Поле I — малоприкрытые п-бериллы; поле II — о-бериллы; поле III — r-бериллы; поле IV — промежуточные оf-и ю-бериллы.

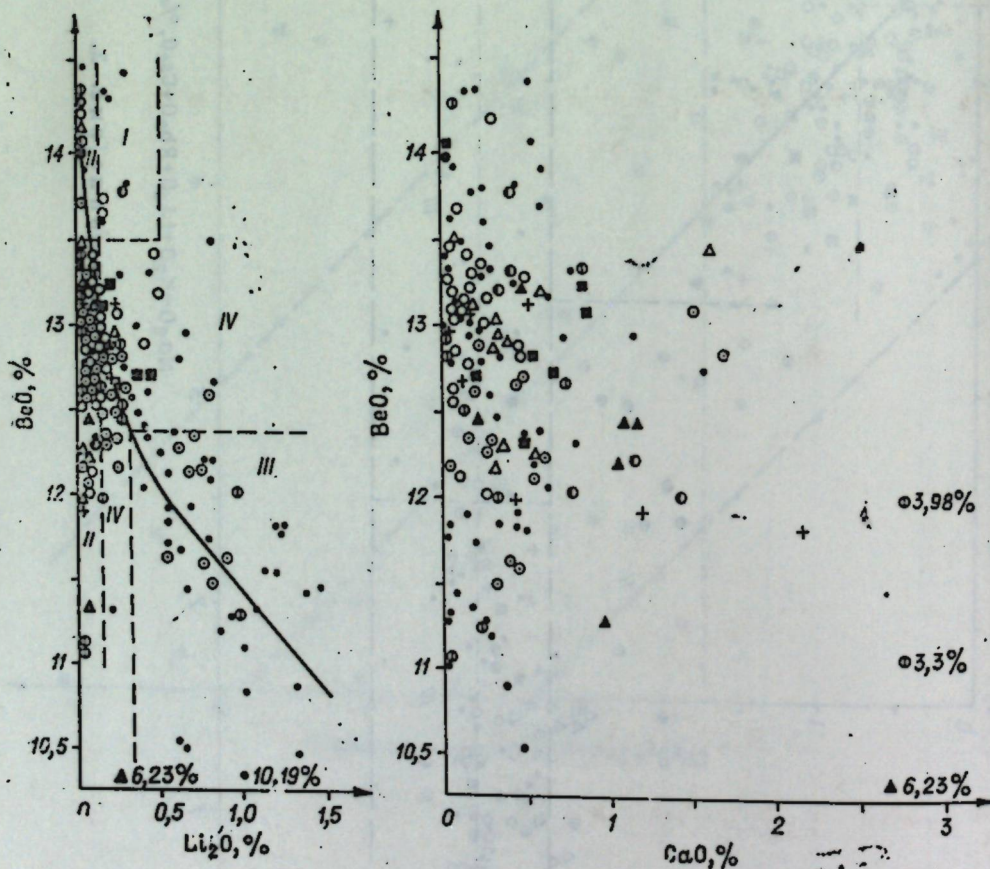
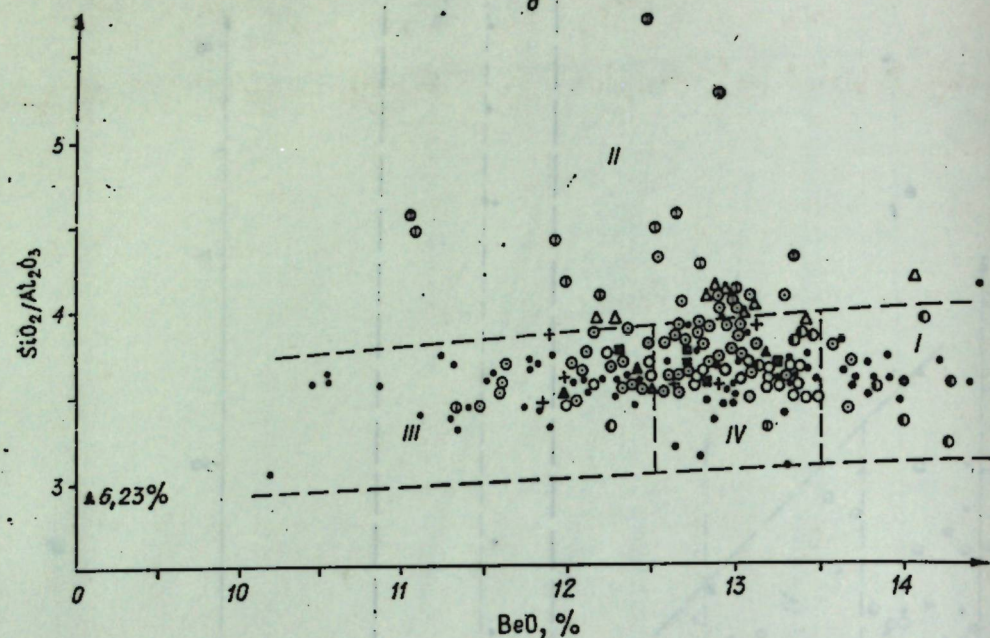






Продолжение] рис. 2.





Окончание рис. 2.

турными (Рылов, 1970) и рентгенографическими исследованиями (Соседко, Франк-Каменецкий, 1972) установлено, что причиной изменения параметров элементарной ячейки, межатомные расстояния и др.) является изменение его вхождение в резервные полости крупных катионов (Na, K, Rb, Cs) и воды. В соответствии с основными позиционными вариантами изоморфизма в бериллах было предложено (Бакакин и др., 1970; Рылов, 1970) различать три группы бериллов: *n*-бериллы — беспримесные  $\text{Al}_2\text{Be}_3\text{Si}_6\text{O}_{18}$ ; *t*-бериллы  $\text{Al}_2(\text{Be}_{2-x}\text{Li}_x)\text{Si}_6\text{O}_{18}\text{R}_x(\text{H}_2\text{O})_n$  — с замещением в тетраэдрической позиции бериллия литием по схеме:  $\text{Be}^{2+} \leftarrow \text{Li}^+ (\text{R}^+ + \text{H}_2\text{O})$ ; *o*-бериллы  $(\text{Al}_{2-x}^{3+}\text{Me}_x^{2+})\text{Be}_3\text{Si}_6\text{O}_{18}\text{R}_x(\text{H}_2\text{O})_n$  — с замещением в октаэдрической позиции алюминия по схеме:  $\text{Al}^{3+} \leftarrow (\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe})^{2+} + (\text{R}^+ + \text{H}_2\text{O})$ . Остальные бериллы относятся к промежуточным *to*-, *ot*-бериллам, характеризующимся обоими типами замещений, только в различной степени.

По мере возрастания основности пород в бериллах закономерно растет (в 10—20 раз) сумма  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{Sc}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3)$  элементов (рис. 1, а), определяющих основность пород, интенсивность и степень замещения алюминия.

Отношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  в бериллах закономерно изменяется в зависимости от состава пород (рис. 1, б). В бериллах пегматитов, залегающих в гранитах (II)  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  в пределах 3—4, а в сланцах (III) — 3,4—4,25; апогранитов (IV) — 3,1—3,9; грейзенов в кислых породах (V) — 3,25—3,9, жил в гранитах (VI, VII) — 3,4—3,8, жил и метасоматитов в породах повышенной основности (VIII) — 3,4—4,36; метасоматитов по скарнам и карбонатным породам (IX) — 3,4—4,00, а метасоматитов по основным и ультраосновным породам от 3,4 до 5,59 и даже до 235 (для бациты). Характерно, что отношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  в бериллах растет по мере увеличения основности пород не за счет возрастания содержания  $\text{SiO}_2$  или только снижения  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Наоборот, снижается содержание как  $\text{SiO}_2$  (рис. 1, в), так и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , но более интенсивно последнего.

Сумма щелочных элементов (Li, Na, K, Rb, Cs) наиболее высокая (до 8%) в бериллах пегматитов из гранитов (рис. 1, г); она снижается до 3,5% в пегматитах из гнейсов и сланцев; в апогранитах — до 2,2%; минимальны ее значения (до 1,5%) в грейзенах и жилах кислых пород, а далее она снова возрастает до 3—4% в породах повышенной основности, карбонатных и основных породах, и лишь в одном случае (Scheller e. a., 1962) установлено ~8% (за счет необычайно высокого содержания  $\text{Cs}_2\text{O}$  — 6,68%). Эти особенности распределения щелочей хорошо прослеживаются по характеру изменения отношения суммы щелочноземельных элементов к сумме щелочей  $(\Sigma(\text{Me}^{2+} + \text{Me}^{3+})/\Sigma\text{R}^+)$  (рис. 1, д), что в какой-то степени отражает направление двух основных типов изоморфных замещений.

Совершенно очевидно, что отношение Li/Be выражает интенсивность и степень замещения бериллия литием, а отношение  $(\text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3)/\text{Al}_2\text{O}_3$  — степень замещения Al в структуре берилла. По изменению этих отношений графически можно судить, хотя и относительно условно, об основных структурных типах бериллов (рис. 2, а).

Как видно из рис. 2, а, в поле I входят *n*-бериллы, т. е. малопримесные бериллы из кварц-микроклиновых пегматитов, частично грейзенов и кварцевых жил, залегающих в кислых алюмосиликатных породах. Поле II включает *o*-бериллы из жил и метасоматитов, развивающихся по породам повышенной основности, основным и ультраосновным породам, частью скарнам и карбонатным породам. Поле III (*t*-бериллы) занимают бериллы из альбитовых, альбит-сподуменовых и альбит-лепидолитовых пегматитов, редко апогранитов и жил среди кислых пород. Поле IV — промежуточные *ot*- и *to*-бериллы из альбит-микроклиновых и микроклин-альбитовых пегматитов, апогранитов, грейзенов и жил среди пород кислого и среднего состава.



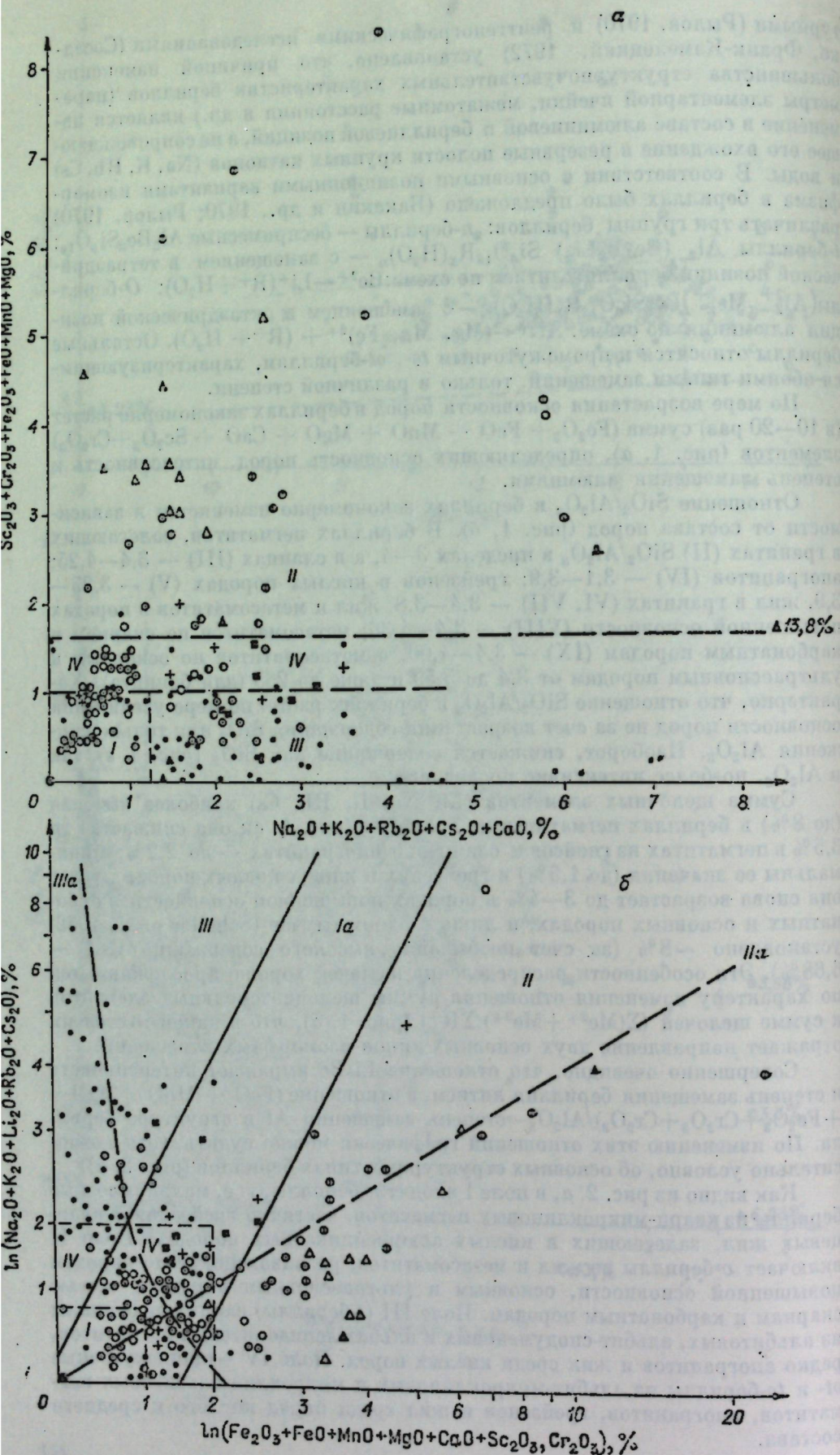
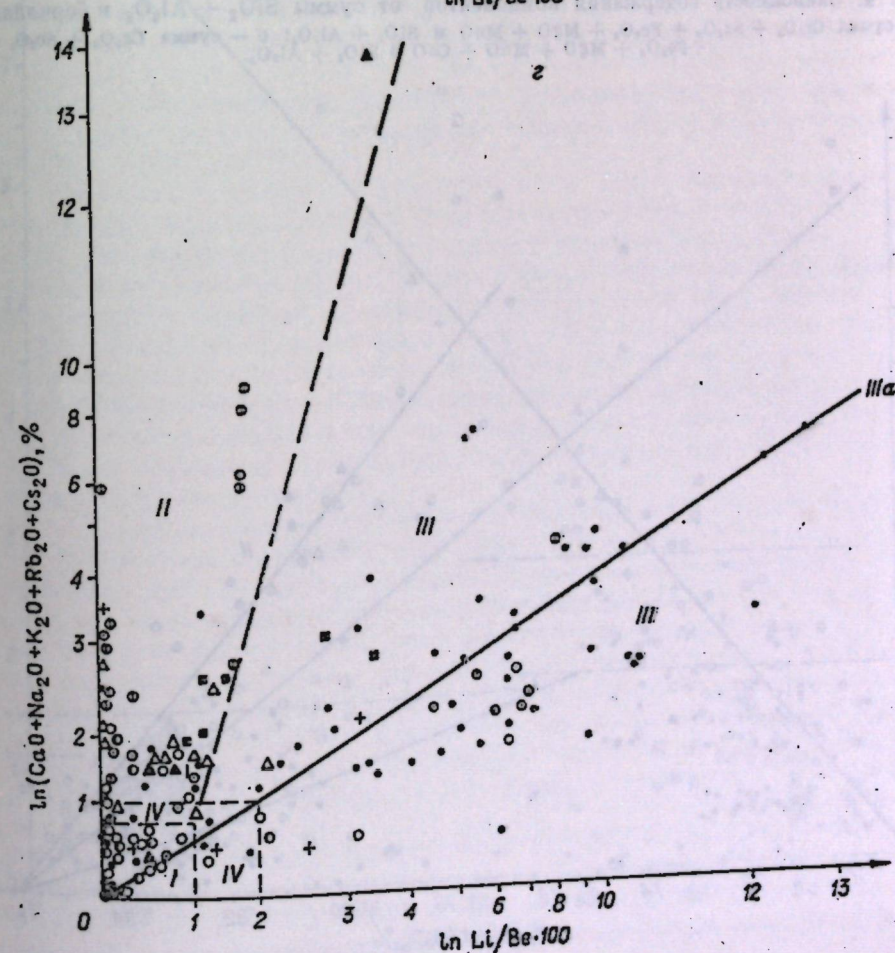
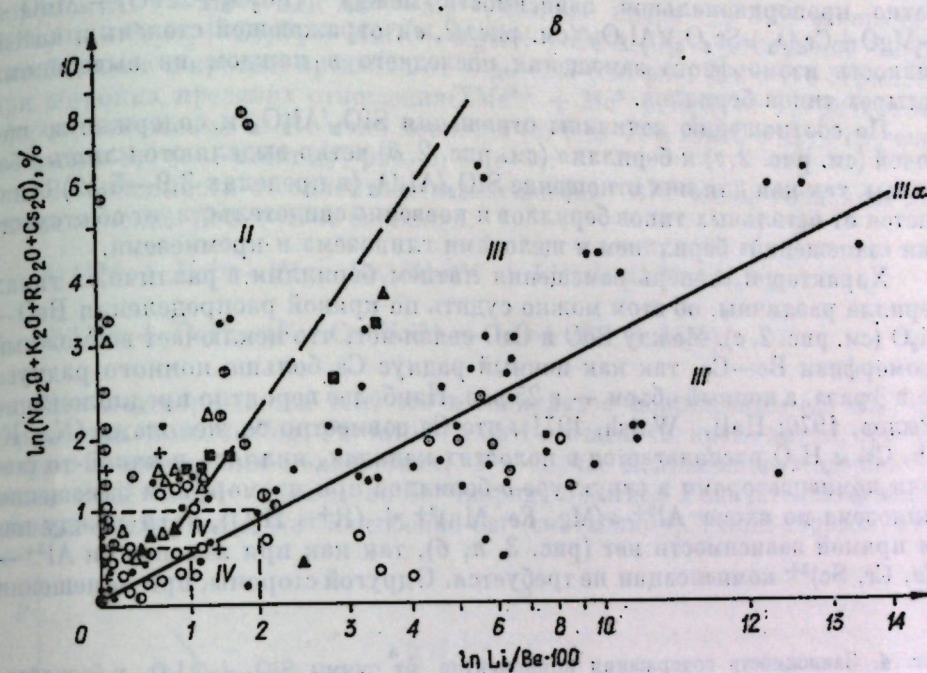


Рис. 3. Зависимость между содержаниями компонентов в бериллах.  
 а — сумма  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}$  и сумма  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Rb}_2\text{O} + \text{Cs}_2\text{O} + \text{CaO}$ ; б —  $\text{Ln}(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Li}_2\text{O} + \text{Rb}_2\text{O} + \text{Cs}_2\text{O})$  и  $\text{Ln}(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Sc}_2\text{O}_3)$ ; в —  $\text{Ln}(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Rb}_2\text{O} + \text{Cs}_2\text{O})$  и  $\text{Ln Li/Be}$ ; г —  $\text{Ln}(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Rb}_2\text{O} + \text{Cs}_2\text{O})$  и  $\text{Ln Li/Be}$ .





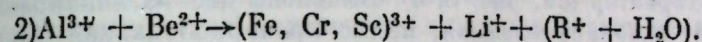
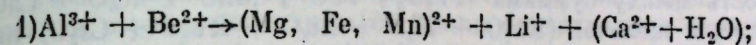
Прямая пропорциональная зависимость между суммой  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{Sc}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3$  и отношением  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  (см. рис. 2, б) не случайна: она четко разделяет основные структурные типы бериллов в зависимости от изменения основности пород. Это отчетливо видно по обратной пропорциональной зависимости между  $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Sc}_2\text{O}_3)/\text{Al}_2\text{O}_3$  (см. рис. 2, в), отражающей степень и интенсивность изоморфного замещения последнего в каждом из выделенных четырех типов бериллов.

По соотношению величины отношения  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  и содержанию щелочей (см. рис. 2, г) и бериллия (см. рис. 2, д) четко выделяются лишь *о*-бериллы, так как для них отношение  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  (в пределах 3,9—5,59) отличается от остальных типов бериллов и косвенно свидетельствует об отсутствии «замещений» бериллием и щелочами глинозема и кремнезема.

Характер и степень замещения литием бериллия в различных типах берилла различны, об этом можно судить по кривой распределения  $\text{BeO}-\text{Li}_2\text{O}$  (см. рис. 2, е). Между  $\text{BeO}$  и  $\text{CaO}$  связи нет, что исключает возможный изоморфизм  $\text{Be}-\text{Ca}$ , так как ионный радиус  $\text{Ca}$  больше ионного радиуса  $\text{Be}$  в 3 раза, а ионный объем — в 25 раз. Наиболее вероятно предположение (Рылов, 1970; Hall, Walsh, 1971), что  $\text{Ca}$  совместно со щелочами ( $\text{Na}$ ,  $\text{K}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Cs}$ ) и  $\text{H}_2\text{O}$  располагается в полостях-каналах, являясь в какой-то степени компенсаторами в структуре *о*-бериллов при изоморфном замещении глинозема по схеме  $\text{Al}^{3+} \rightarrow (\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})^{2+} + (\text{R}^+ + \text{H}_2\text{O})$ , хотя между ними прямой зависимости нет (рис. 3, а, б), так как при замещении  $\text{Al}^{3+} \rightarrow (\text{Fe}, \text{Cr}, \text{Sc})^{3+}$  компенсации не требуется. С другой стороны, при замещении

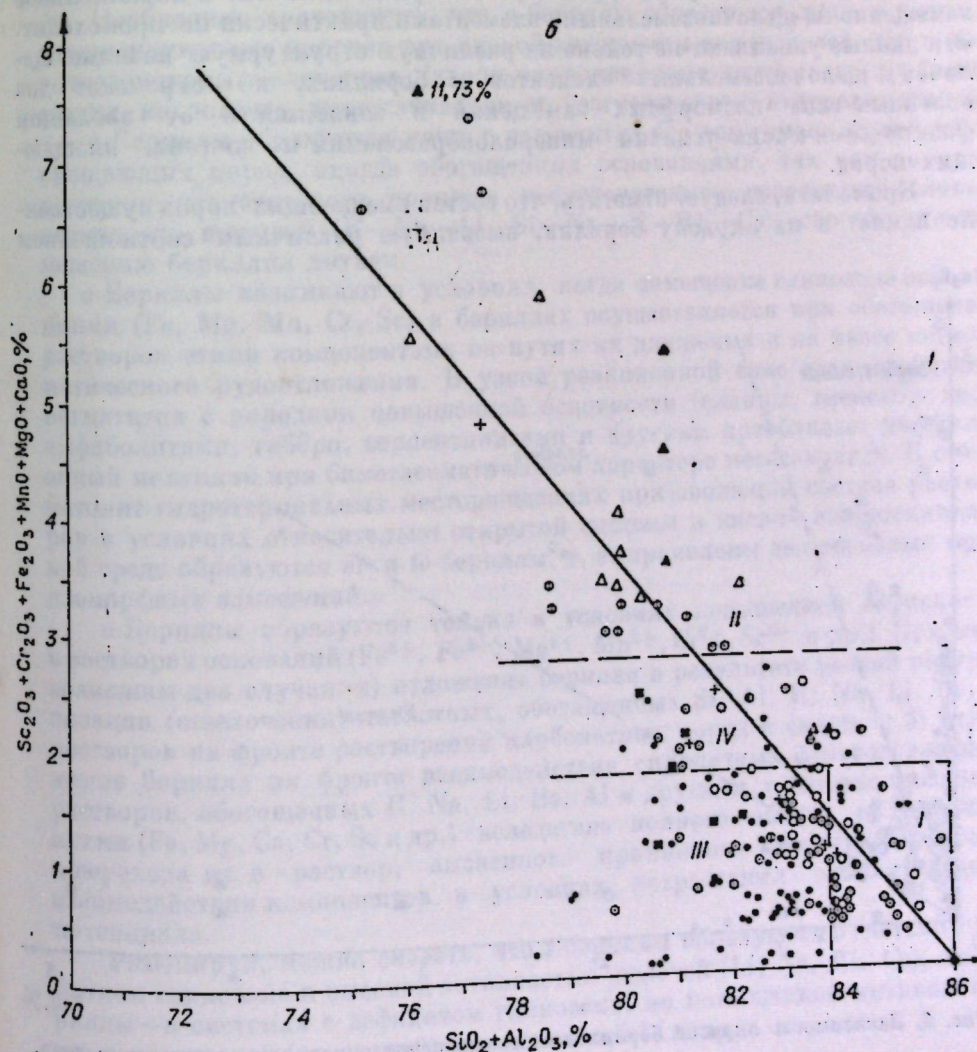
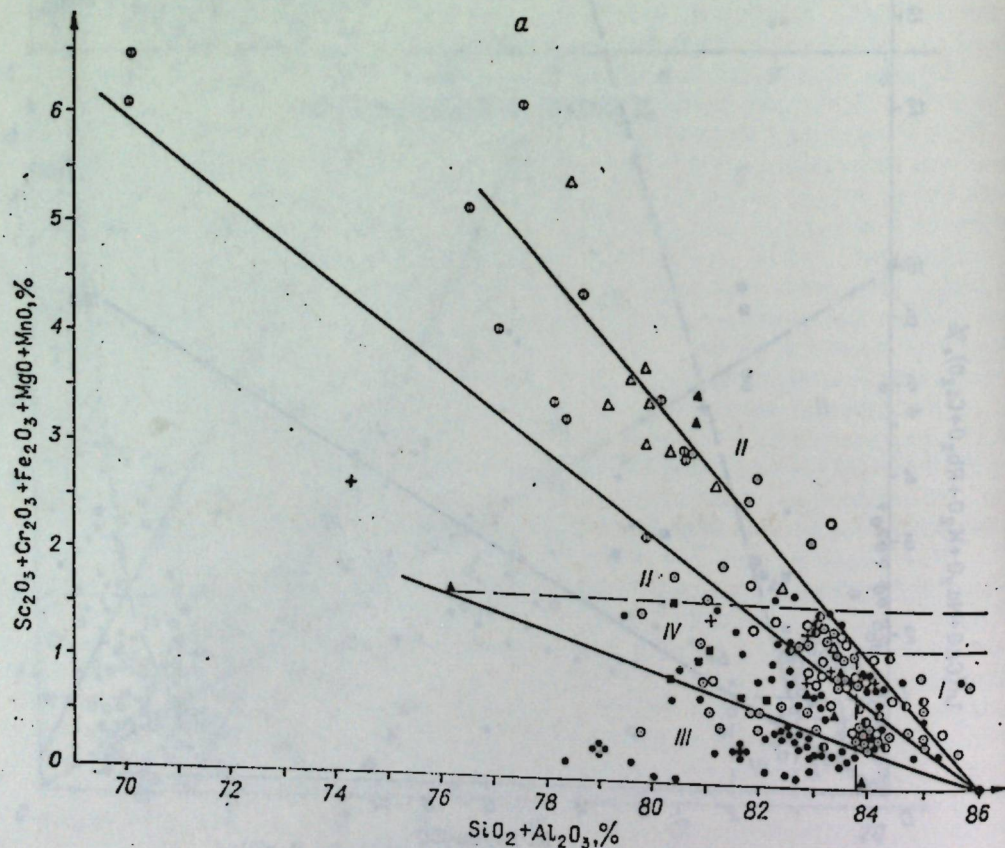
бериллия литием компенсация зарядов также происходит щелочами по схеме:  $\text{Be}^{2+} \rightarrow \text{Li}^+ + (\text{R}^+ + \text{H}_2\text{O})$ , но только в структуре *т*-бериллов, о чем свидетельствует прямая зависимость между отношением  $\text{Li}/\text{Be}$  и  $\Sigma \text{R}^+$  (см. рис. 3, б, в, г, линия IIIa). При этом весьма слабо в них проявлен изоморфизм  $\text{Al}^{3+} \rightarrow \text{Me}^{3+}$  или  $\text{Al}^{3+} \rightarrow \text{Me}^{2+}$ , так как низки (до 1,5) отношения  $\Sigma(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Sc}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{FeO})/\text{Al}_2\text{O}_3$ , а отношение  $\text{Li}/\text{Be}$  колеблется в широких пределах от 0 до 12,7 (см. рис. 3, в). В *о*-бериллах при широких пределах отношения  $(\Sigma \text{Me}^{2+} + \text{Me}^{3+})/\text{Al}_2\text{O}_3$  от 1,5 до 6,5, наоборот, отношение  $\text{Li}/\text{Be}$  мало меняется (от 0 до 2) и лишь в двух случаях достигает 8,6 (см. таблицу, рис. 3, б, в, г).

В зависимости от валентности замещающих  $\text{Al}^{3+}$  ионов возможны две схемы замещений в *о*- и *то*-бериллах:



Это подтверждается тем, что в бериллах с повышенным (до 4%) содержанием окислов  $(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})^{2+}$  и  $\text{Ca}^{2+}$  все щелочи, кроме лития, присутствуют в небольших количествах, а в случае повышенного содержания окислов  $\text{Fe}^{3+}$  и  $\text{Cr}^{3+}$  и особенно  $\text{Sc}^{3+}$  наряду с литием в значительных количествах обнаружены  $\text{Na}^+$  и особенно  $\text{Cs}^+$  (см. таблицу). Таким образом, ана-

Рис. 4. Зависимость содержания компонентов от суммы  $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$  в бериллах. а — сумма  $\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Sc}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO}$  и  $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ ; б — сумма  $\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Sc}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{CaO}$  и  $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ .





лиз голубого берилла с высоким содержанием CaO (до 10%) из турмалин-флюоритового грейзена по карбонатным породам (Маршукова, 1969), по нашему мнению, вызывает сомнение. Он, вероятно, представляет смесь берилла, кальцита, флюорита и альбита, что требует специального детального исследования.

Параллельное снижение содержания  $\text{SiO}_2$  по мере усиления замещения  $\text{Al}^{3+}$  в *o*-бериллах, вероятно, указывает на возможный изоморфизм по схеме  $\text{Si}^{4+} \rightarrow (\text{Fe}, \text{Cr}, \text{Sc})^{3+} + (\text{R}^+ + \text{H}_2\text{O})$  или  $\text{Si}^{4+} + \text{Al}^{3+} \rightarrow (\text{Fe}, \text{Cr}, \text{Sc})^{2+} + 2(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn}, \text{Ca})^{2+}$ .

Подтверждение этому можно увидеть в обратно пропорциональной зависимости  $\Sigma(\text{Me}^{2+} + \text{Me}^{3+}) - \Sigma(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$  от *n*- через *to*- к *o*-бериллам (рис. 4, а, б).

Зависимость между суммами  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO} + \text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Sc}_2\text{O}_3$  и щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Li}_2\text{O} + \text{Rb}_2\text{O} + \text{Cs}_2\text{O}$ ) имеет весьма сложный характер (см. рис. 3, б). Выявлены две разнонаправленные тенденции: 1) однонаправленная, прямо пропорциональная зависимость (кривая IIa) между этими элементами в бериллах по мере возрастания основности пород, когда по мере усиления замещения Al в октаэдрической позиции и ограниченном замещении  $\text{Be} \rightarrow \text{Li}$  (*o*-бериллах) накопление щелочей менее интенсивно; 2) обратно пропорциональная зависимость (кривая IIIa) лишь в бериллах из руд, развивающихся в породах кислого состава; это подчеркивает, что по мере усиления замещения литием бериллия (*t*-бериллы) резко растет сумма щелочей, а параллельное замещение Al щелочноземельными элементами практически не происходит. Эти данные указывают не только на различную структурную позицию щелочей и щелочноземельных элементов в бериллах, но отражают два основных типа изоморфных замещений в зависимости от эволюции физико-химических условий минералообразования и состава вмещающих пород.

Кроме того, следует отметить, что состав вмещающих пород существенно влияет и на окраску берилла, вызванную различным соотношением

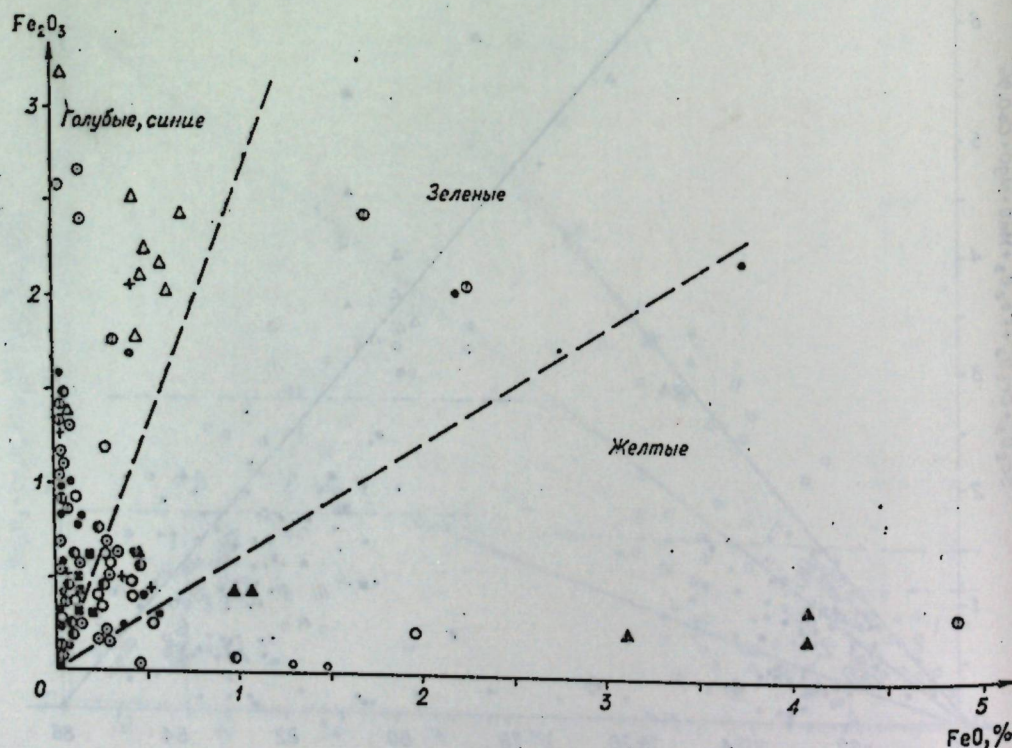


Рис. 5. Зависимость окраски бериллов от соотношения окисного и закисного железа.

окисного и закисного железа (рис. 5). Голубые и синие цвета и оттенки определяются резким преобладанием окисного железа и характерны преимущественно для *o*- и *to*-бериллов из пород повышенной основности, основных и ультраосновных. В желтых и бесцветных бериллах преобладает закисное железо, а в зеленых совместно присутствует  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  в близких, но небольших количествах. Совершенно очевидно, что голубые и синие бериллы (преимущественно *o*-бериллы) образуются в условиях большого окислительного потенциала, чем желто-зеленые и светлые бериллы. Первые содержат в составе  $\text{Cr}^{3+}$  и  $\text{Sc}^{3+}$  и встречаются в ассоциации с окисными соединениями — магнетитом, гематитом, вольфрамитом, шеелитом, а вторые — с сульфидами — пиритом, молибденитом, геллином, даналитом, висмутином и др.

Таким образом, приведенный материал свидетельствует о том, что состав и структурные типы бериллов определяются эволюцией физико-химических условий минералообразования в зависимости от состава среды (вмещающих пород), причем важную роль играет режим кислотности — щелочности растворов и кислотно-основное взаимодействие. В этом плане необходимо подчеркнуть некоторое различие масштабов этих явлений в пегматитовых и пневматолит-гидротермальных месторождениях. В пегматитах влияние вмещающих пород весьма ограничено и лишь в узкой эндо-экзоконтактной зоне, а в пневматолито-гидротермальных образованиях это влияние развито широко и играет существенную роль в минералообразовании вообще и берилла, в частности (Косалс, 1972).

Необходимо подчеркнуть, что *n*-бериллы образуются лишь в кислых алюмосиликатных породах при низкой активности как щелочей, так и щелочноземельных элементов (кварц-микроклиновые пегматиты, грейзены стадии кислотного выщелачивания и безгрейзеновые кварцевые жилы).

*t*-Бериллы образуются лишь в пегматитах без ощутимого воздействия вмещающих пород, иногда обогащенных основаниями, так как по мере развития пегматитового процесса последовательно возрастает валовая активность щелочей ( $\text{K}-\text{Na}-\text{Li}-\text{Si}-\text{Na}-\text{K}-\text{Rb}-\text{Cs}$ ), способствуя замещению бериллия литием.

*o*-Бериллы возникают в условиях, когда замещение глинозема основаниями ( $\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn}, \text{Cr}, \text{Sc}$ ) в бериллах осуществляется при обогащении растворов этими компонентами на путях их движения и на месте метасоматического рудоотложения. В узкой реакционной зоне взаимодействия пегматитов с породами повышенной основности (сланцы, гнейсы и др.), амфиболитами, габбро, серпентинитами и другими преобладает диффузионный механизм при биметасоматическом характере метасоматоза. В пневматолит-гидротермальных месторождениях при эволюции состава растворов в условиях относительно открытой системы в кислой алюмосиликатной среде образуются *ot*- и *to*-бериллы, т. е. проявлены два основных типа изоморфных замещений.

*o*-Бериллы образуются только в условиях повышенной активности в растворах оснований ( $\text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Cr}^{3+}, \text{Sc}^{3+}$  и др.). При этом возможны два случая: а) отложение берилла в результате резкой нейтрализации (ощелочения) кислотных, обогащенных Si, Al, K, Na, Li, Be, F растворов на фронте растворения карбонатных пород и скарнов; б) отложение берилла на фронте взаимодействия силикатных фторсодержащих растворов, обогащенных K, Na, Li, Be, Al и другими, с богатыми основаниями ( $\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Ca}, \text{Cr}, \text{Sc}$  и др.) вследствие ионного обмена с породами и перехода их в раствор, вызванного принципом кислотно-основного взаимодействия компонентов в условиях возрастания окислительного потенциала.

Резюмируя, можно сказать, что *t*-бериллы образуются в системе с избытком глинозема и высокой активностью щелочей (Li, Na, Rb, Cs), а *o*-бериллы — в системах с дефицитом глинозема, но повышенной активностью его заместителей (оснований) и пониженной Li и др.



- Бабаджалиян А. К. Редкие минералы Мегринского плутона Армянской ССР. — «Зап. Арм. отд. Всес. минералог. об-ва», 1970, вып. 4, с. 199—205.
- Бакакин В. В., Рылов Г. М., Белов Н. В. Рентгенографическая диагностика изоморфных разновидностей берилла. — «Геохимия», 1970, № 1, с. 1202—1311.
- Беус А. А. Геохимия и генетические типы бериллиевых месторождений. М., Изд-во АН СССР, 1960. 329 с.
- Власов К. А., Кутукова Е. И. Изумрудные копи. М., Изд-во АН СССР, 1960. 250 с.
- Гинзбург А. И. О минералах — геохимических индикаторах и их значении при поисках руд редких металлов в пегматитах. — «Труды Минералог. музея АН СССР», 1952, вып. 3.
- Гордисенко В. В. Минералогия, геохимия и генезис сподуменовых пегматитов. Л. «Недра», 1970. 230 с.
- Заболотная Н. П., Новикова М. И., Шацкая В. Т. Вольфрам-молибден-олово-бериллиевые месторождения и условия их образования. М., Госгеолтехиздат, 1962. 96 с. («Геол. месторожд. редких элементов», вып. 8).
- Заболотная Н. П., Куприянова И. И., Новикова М. И., Шпаков Е. П. Слюдисто-флюорит-бериллиевые месторождения — важный тип бериллиевого сырья. М., «Недра», 1967. 191 с. («Геол. месторожд. редких элементов», вып. 35).
- Ибадуллаев С. И. О патровом берилле одного из пегматитовых полей. — «Узб. геол. журнал», 1958, № 2, с. 93—95.
- Косале Я. А. Влияние состава вмещающих пород и режима кислотности — щелочности минералообразующих растворов на концентрацию бериллиевых руд. — В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 401—407.
- Маршукова Н. К. Об изменении состава бериллов на оловянных месторождениях. — «Труды Минералог. музея АН СССР», 1969, вып. 19, с. 184—188.
- Мец О. Ф. Акцессорийный берилл из гранитных пегматитов. — «Известия вузов. Геол. разв.», 1974, № 4, с. 62—64.
- Некрасов М. Я. О новом типе бериллиевого оруденения. — «Геол. рудных месторожд.», 1960, № 2, с. 32—43.
- Петров Л. В. Вариации химического состава бериллов. — В кн.: Вопросы минералогии и геохимии месторождений Вост. Сибири. Иркутск, 1973, с. 64—69.
- Петрусенко Св., АриAUDов В., Костов Ив. Сравнительное изучение бериллов Болгарии. — «Изв. Геол. ин-та Болг. АН. Серия геохим. минералог. и петрогр.», 1971, 20, с. 45—68.
- Рылов Г. М. Кристаллохимическое исследование минералов со структурой типа берилла. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1970. 23 с.
- Соседко А. Ф. Материал по минералогии и геохимии гранитных пегматитов. М., Госгеолтехиздат, 1961. 154 с.
- Соседко Т. А., Франк-Каменецкий В. А. По поводу структурного типоморфизма щелочных бериллов. — «Минералог. сб. Львовск. Гос. ун-та им. И. Франко», 1972, № 26, вып. 2, с. 159—170.
- Фекличев В. Г. Берилл. М., «Наука», 1964. 162 с.
- Almeida Sampaio Filho H., de, Sighinolfi G. P., Galli E. Contribution to the crystal chemistry of beryl. — «Contribs. Mineral. and Petrol.», 1973, 38, № 4, p. 279—290.
- Erämetsä Olavi, Nieminen Kalervo, Niinisto Lauri. Two transparent beryl varieties from the Kaatiala pegmatite, Finland. — «Bull. Geol. Soc. Finland», 1973, 45, N 2, p. 125—130.
- Hall A., Walsh J. N. The beryls of the Rosses district, Donegal. — «Miner. Mag.», 1971, 38, N 295, p. 328—334.
- Hutton C. O., Seelye F. T. Contributions to the mineralogy of new Zealand. — P. 1. — «Trans. Roy Soc., NZ», 1945, v. 75, p. 160—168.
- Farn A. E. Blue beryls which are not aquamarines. — «J. Gemmol.», 1973, 13, N 8, p. 293—295.
- Jacob T. Drei Analysen von Beryll. — «Schweiz, mineral und petrogr. Mitt.», 1938, v. 18, N 2, S. 607—609.
- Kerr P. F. Kaolinite after beryl from Alto do Giz, Brazil. — «Amer. Mineral.», 1946, v. 31, p. 435—442.
- Kleeman A. W. The analysis of beryl from Boolcoomata. South Australia. — «Trans. Roy. Soc. South Australia», 1944, v. 68, p. 122—124.
- Machatschki F. Mineralogische Notizen. — «Zeit. Krist.», 1926, v. 63, p. 457—466.
- Quensell P. Minerals of the Varuträa pegmatites, VII. Beryl. — «Geol. Fören. Förh.», Stockholm, 1937, v. 59, p. 269—272.
- Peretti L. Beryll of C. Mondei Montescheno (Val d' Ossola). — «Atti. Accad. Italia, Rend. classe Sci. fis. mat. nat., ser. 7», 1939, v. 7, N 1, p. 63—66.
- Roebbling W., Tromman H. W. Maxixeberyll. II. Analyse und Beiträge zur Trennung Beryllium. — «Aluminium und den Alkalien. Centr. Min. Abt. A.», 1935. 134 p.
- Schaller W. T., Stewens R. E., Jahns R. H. An unusual beryl from Arizona. — «Amer. Min.», 1962, v. 47, N 5—6, p. 672—699.

Schmetzer K., Berdesinski W., Bank H. Über die Mineralart Beryll, ihre Farben und Absorptionsspektren.— «Z. dtsch. gemmol. Ges.», 1974, 23, N 1, p. 5—39.  
 Schlossmacher K., Klang H. Der Maxixeberyll.— «I, Zentr. Min. Abt.», 1935, A, 37.  
 Simpson E. Minerals of Western Australia.— «Perth. West. Australia», 1948, v. 1.  
 Tolman C., Goldich S. S. The granite, pegmatite, and replacement veins in the Sheahan quarry, Graniteville, Missouri.— «Amer Mineral.», 1935, v. 20, N 229.  
 Zambonini F., Cagliotti. Ricerche cimiche sulla roosterite di San Piero in Campo (l-sola d' Elba) e suiberieli in generale.— «Gazz. Chim. Ital.», 1928, N 58, p. 131—132.

Ф. В. СУХОРУКОВ, Б. Л. ЩЕРБОВ

## БОР В ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОДАХ НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ АКТИВНОГО ВУЛКАНИЗМА

Известно, что во многих районах современного вулканизма (Италия, США, Новая Зеландия) широко распространены проявления термальных вод, богатых бором (Горбов, 1960; Уайт и др., 1965; Ellis, Sewell, 1963). Не составляют исключения в этом отношении Камчатка и Курильские острова, где анализы вод термальных источников показывают повышенные содержания бора (Зеленов, 1958; Набоко, 1963; Сугробов, 1965; Мархинин, Сидоров, 1966; Леонова, 1969; и др.). Естественно, всегда возникает вопрос об источнике бора (как и других элементов) в этих водах. Одним из таких источников могут служить вулканогенные образования, с которыми активно взаимодействуют парогидротермы, превращая их в различного рода измененные породы. Изучение распределения бора в продуктах гидротермального преобразования пород и характера его поведения в процессе изменения вулканогенных образований позволяет судить о их роли в обогащении гидротерм бором. С этой целью нами проведено изучение распределения бора в неизмененных и измененных породах районов Огачинского перевала (Срединный Камчатский хребет), Паратунского и Паужетского месторождений термальных вод, вулкана Эбеко и р. Юрьева (о. Парамушир).

В районе Оганчинского перевала известно несколько зон гидротермально измененных пород, ранее изученных Г. М. Власовым и М. М. Василевским (1961, 1964). Здесь гидротермальному воздействию подверглись андезиты и андезито-базальты палеоген-миоценового возраста. Вне пределов зон гидротермального изменения эти породы представлены лавовыми образованиями с преимущественно пилотакситовой и микролитовой структурами основной массы и содержат значительное количество пустот, чаще всего заполненных кальцитом, арагонитом, хлоритом и иногда цеолитом и гидрослюдой. Порфиновые выделения плагиоклаза, пироксена и роговой обманки нередко затронуты вторичными изменениями, свойственными начальным стадиям пропилитизации. Плагиоклаз по краям зерен слегка замутнен и незначительно карбонатизирован по трещинам и в центральных частях, пироксен и роговая обманка нередко карбонатизированы, слегка хлоритизированы и окаймлены опацитовым агрегатом. Эти породы мы условно относим к неизмененным.

Гидротермальные изменения пород в начальной стадии сводятся к образованию альбита, карбоната и серицита по плагиоклазам, хлорита и опацита по пироксенам и разложению стекла основной массы с развитием в ней карбоната и хлорита. Далее по порфировым выделениям образуются хлорит, гидрослюда, алуинит, каолинит, монтмориillonит и кварц. В основной массе под микроскопом лишь иногда можно различить частички сохранившиеся лейсты плагиоклаза. Роговая обманка полностью замещается гидрослюдой и монтмориillonитом и угадывается только по очертаниям, подчеркиваемым опацитовой каймой. Дальнейшие изменения



ведут к окварцеванию пород и образованию вторичных кварцитов, почти не содержащих карбонатов и хлорита. Основная масса исходных пород полностью превращается в глинисто-кварцевый агрегат. Под микроскопом порфиновые выделения в этих породах обнаруживаются довольно легко, благодаря предпочтительному развитию по ним кварца с резко подчиненным количеством глинистого материала. В некоторых зонах района Оганчинского перевала гидротермальные изменения привели к образованию кварцитов с алунином. В этих разностях порфировое строение исходных пород подчеркивается преимущественным образованием алуниита по порфировым выделениям. Эти породы нередко интенсивно пропитываются гидроокислами железа, приобретая красновато-бурый цвет. Иногда встречаются агрегаты каолинит-монтмориллонитового состава, образовавшиеся на месте порфиновых выделений. Нередки также скопления цеолитов на стенках пустот в кварцитах.

Таким образом, среди гидротермально измененных пород перевала Оганчи можно выделить следующие разновидности: 1) каолинит-монтмориллонит-хлорит-гидрослюдистые породы; 2) кварц-каолинитовые породы; 3) алуниновые кварциты. Эти типы пород, как правило, слагают отдельные зоны в телах измененных образований, между ними существуют всевозможные переходные разности. Все они довольно четко отличаются содержанием бора<sup>1</sup> (см. таблицу).

Среднее содержание бора в исходных и гидротермально измененных вулканогенных породах различных участков, г/т

| Породы                                                      | Количество проб | Бор |
|-------------------------------------------------------------|-----------------|-----|
| <i>Оганчинский перевал</i>                                  |                 |     |
| «Свежие» андезиты и андезито-базальты                       | 14              | 6,4 |
| Каолинит-монтмориллонит-хлорит-гидрослюдистые               | 12              | 16  |
| Кварц-каолинитовые                                          | 4               | 12  |
| Алуниновые кварциты                                         | 11              | 1,2 |
| <i>Паратунка</i>                                            |                 |     |
| Пропилитизированные андезито-базальты и их туфы             | 31              | 5,0 |
| Аргиллизированные                                           | 6               | 3,6 |
| Кварциты                                                    | 2               | 1,0 |
| <i>Река Юрьева</i>                                          |                 |     |
| Неизмененные андезито-базальты                              | 6               | 33  |
| Гидрослюдисто-опаловые                                      | 5               | 15  |
| Алуинит-опаловые                                            | 6               | 13  |
| Существенно алуинитовые с кварцем                           | 3               | 8   |
| Кварциты с алуинитом                                        | 4               | 4,5 |
| <i>Паужетка</i>                                             |                 |     |
| Пропилитизированные туфобрекчии андезито-базальтов          | 5               | 6   |
| » андезито-базальты и их туфы                               | 8               | 6,5 |
| Интенсивно измененные (цеолитизированные) андезито-базальты | 11              | 2,5 |

Породы, претерпевшие гидротермальные изменения начальных стадий в сравнении с регионально измененными («свежими») характеризуются более высоким содержанием бора. Каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистые и особенно кварц-каолинитовые породы отличаются весьма неравномерным распределением бора (от 4 до 34 г/т). Каолинит-монтмориллонитовый агрегат, образованный за счет порфиновых выделений пород и проанализированный нами отдельно, содержит 28,5 г/т бора, тогда как порода

<sup>1</sup> Бор определялся количественным спектральным методом с чувствительностью 1 г/т.

в целом — лишь 16 г/т, т. е. почти в 1,8 раза меньше, причем наблюдается прямая зависимость между содержанием элемента в измененной породе в целом и в глинистом агрегате, образованном по порфировым выделениям. Алуниновые кварциты обладают самым низким содержанием бора (1,2 г/т) при исключительно равномерном его распределении.

Участок Средне-Паратунских термальных источников находится в поле активной деятельности современных гидротерм. Изменениям на данном участке подверглись лавы андезито-базальтового состава и их туфы. Измененные породы имеют площадное распространение и оконтуриваются разведочными скважинами, вскрывающими несколько горизонтов термальных вод существенно кальциево-натрового — хлоридно-сульфатного состава с температурой на выходе около 85°C (Набоко, 1963). Гидротермальные преобразования пород проявлены неравномерно и наиболее интенсивно — на участках тектонических нарушений.

Сложность вторичной минерализации, а также крайне слабо выраженная зональность изменений на данном участке затрудняют четкое разделение гидротермально измененных пород на определенные типы. Все же можно выделить более или менее самостоятельные разновидности: 1) пропилитизированные андезито-базальты и их туфы; 2) аргиллизированные породы; 3) кварциты.

Пропилитизированные образования распространены наиболее широко. Основная масса в андезито-базальтах, как правило, сохраняет свой первоначальный структурный рисунок, несмотря на то, что в ней развиты хлорит, цеолиты и реже — кварц. Порфировые выделения плагиоклаза изменены слабо: они лишь незначительно альбитизированы, карбонатизированы по краям и очень редко серицитизированы. По порфировым выделениям пироксена интенсивно образуются карбонат, хлорит, гидрослюда, реже — пирит. В туфах преимущественно развиваются хлорит и эпидот. Содержание бора в пропилитизированных породах составляет 5 г/т.

Аргиллизированные породы от пропилитизированных отличаются значительным развитием глинистых минералов, в основном монтмориллонита. В основной массе породы, подвергающейся преобразованиям, утрачивается первоначальный структурный рисунок, она почти полностью превращается в монтмориллонит, гидрослюда и хлорит. По порфировым выделениям образуются хлорит, карбонат, эпидот, реже — гидрослюда. Пироксен нацело замещается хлоритом и монтмориллонитом. Среднее количество бора в этих породах составляет 3,7 г/т.

В одной из скважин на глубине около 357 м нами отобраны образцы кварцита, в котором под микроскопом кроме кварца обнаружены гидрослюда и эпидот. Гидрослюда образует заливки и отдельные гнезда в кварцевой массе, эпидот развивается отдельными зернами или скоплениями, предпочтительнее всего в пустотах выщелачивания порфиновых выделений исходных пород. Кварциты содержат 1 г/т бора.

Таким образом, гидротермально измененные породы района Средне-Паратунских источников характеризуются низким содержанием бора, причем кварциты в сравнении с другими разновидностями обеднены им в 4—5 раз (см. таблицу).

Район вулкана Эбеко и р. Юрьева в настоящее время является полем активной фумарольно-сульфатарной деятельности. Воды района характеризуются низким pH (1—3), присутствием свободных серной и соляной кислот и высокой общей минерализацией (Набоко, 1963). Наиболее распространены андезито-базальты, подвергшиеся гидротермальным преобразованиям; они отобраны нами в среднем кратере вулкана Эбеко и долине р. Юрьева. По характеру и степени изменения первичных пород можно выделить следующие разновидности: гидрослюдисто-опаловые, алуинит-опаловые, существенно алуинитовые с кварцем и гипсом, кварциты с алуинитом. Свежие андезито-базальты представляют собой плотные темно-серые породы с обильными порфировыми выделениями плагиоклаза и пироксена.



На одной из термальных площадок вблизи гейзера Пятиминутка на дневной поверхности распространены валуны андезитово-базальтового состава с интенсивно измененной внешней зоной, имеющей мощность от 0,5 до нескольких сантиметров. Под микроскопом видно, что во внешней зоне по основной массе развивается тонкодисперсный слабо поляризующий глинистый агрегат. Порфировые выделения за исключением роговой обманки остаются неизменными. Содержание бора в самой внешней, наиболее измененной зонке (мощность ее около 0,5 см) равно 1 г/т, в следующей, менее измененной (мощность около 2 см) — 2,6 г/т и в центральной

В связи с вопросом об источнике бора в морских глинистых осадках можно отметить, что глинистые продукты разрушения гидротермально измененных пород областей активного вулканизма не приносили и не приносят сколько-нибудь заметного количества бора в своем составе в бассейны седиментации, несмотря на то, что наибольшая его доля в изме-

<sup>2</sup> Р. И. Ткаченко называет цифру 240 м<sup>3</sup> для рек Лагерной, Горшкова и Юрьева, из них примерно половина приходится на р. Юрьева.



ленных породах связана с глинистыми минералами. Последнее замечание, вероятно, не может быть распространено на гидротермально измененные породы, образовавшиеся в других условиях и изученные в этом отношении крайне слабо.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Аверьев В. В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью. — В кн.: Современный вулканизм. М., «Наука», 1966, с. 118—188.
- Александров С. М., Барсуков В. Л., Щербина В. В. Геохимия эндогенного бора. М., «Наука», 1968. 180 с.
- Власов Г. М., Василевский М. М. Высокоглиноземистые фации вторичных кварцитов в Среднем Камчатском хребте. — «Геохимия», 1961, № 7, с. 630—633.
- Власов Г. М., Василевский М. М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. М., «Недра», 1964. 220 с.
- Воронова Л. Г., Сидоров С. С. Химический состав современных гидротерм. Южно-Сахалинск, 1966, с. 148—161. (Труды СахКНИИ, вып. 16).
- Воронова Л. Г., Сидоров С. С., Сурина Л. В. Эволюция гидротермальной деятельности вулкана Эбеко в период с 1951 по 1963 г. Южно-Сахалинск, 1966, с. 162—168. (Труды СахКНИИ, вып. 16).
- Горбов А. Ф. Условия образования и закономерности размещения боратовых месторождений вулканогенно-осадочного типа. — «Труды ВНИИГалургии», Л., 1960, вып. 40, с. 3—69.
- Леонова Л. Л. К вопросу об источнике бора в термальных водах Горячего пляжа (с. Кунашир). — «Геохимия», 1969, № 10, с. 1278—1280.
- Зеленов К. К. О выносе растворенного железа в Охотское море гидротермами вулкана Эбеко (о. Парамушир). — «Докл. АН СССР», 1958, 120, № 5, с. 1089—1092.
- Мархинин Е. К., Сидоров С. С. Систематическое описание гидротермальных проявлений вулканов Эбеко и Влодавца по состоянию на 1959—1960 гг. — «Труды СахКНИИ», Южно-Сахалинск, 1966, вып. 16, с. 135—147.
- Пабоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963. 172 с.
- Павлов А. Л., Кинз О. Г. Некоторые особенности эволюции гидротермальных систем в формировании оловорудных месторождений турмалинового типа касситерит-силикатно-сульфидной формации. — В кн.: Физические и физико-химические процессы в динамических рудообразующих системах. Новосибирск, «Наука», 1971, с. 113—132.
- Павлов А. Л. Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании. Новосибирск, «Наука», 1976. 300 с.
- Сугробов В. М. Химический состав термальных вод, вскрываемых скважинами. — В кн.: Паужетские горячие воды на Камчатке. М., «Наука», 1965, с. 64—75.
- Ткаченко Р. И. Гидротермальное изменение пород и перемещение основных породообразующих компонентов водами вулканического происхождения. — В кн.: Современный вулканизм. М., «Наука», 1966, с. 168—173.
- Хардер Г. Геохимия бора. М., «Недра», 1965, 136 с.
- Уайт Д. Е., Андерсон Е. Т., Груббе Д. Е. О вероятном рудообразующем магматическом рассоле и метаморфизирующих породах, вскрытых глубокой скважиной в Южной Калифорнии. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., «Мир», 1965, с. 167—172.
- Эллис А., Уилсон С. Геохимия ионов щелочных металлов в гидротермальной системе Вайракей. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М., «Мир», 1965, с. 108—127.
- Ellis A. J., Sewell J. R. Boron in waters and rocks of New Zealand Hydrothermal areas. — «N. Z. J. Sci.», 1963, v. 6, N 4, p. 589—606.

Л. А. МИХАЛЕВА

#### РАЗНОВОЗРАСТНЫЕ ДАЙКИ ОСНОВНЫХ ПОРОД И РТУТНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ТУВЫ

Дайки и силлы основных пород, широко развитые в Центральной Туве, давно привлекают внимание исследователей, поскольку с ними ассоциируют ртутные месторождения и рудопроявления. При этом формирова-

ние даек и силлов предшествует оруденению, а рудные тела часто локализируются непосредственно в дайках.

Вопрос о возрасте ртутного оруденения Тувы рассматривался многими исследователями и решался неоднозначно. Некоторые исследователи полагают, что ртутное оруденение связано с нижне-среднедевонским вулканизмом, которым заканчивается каледонский тектоно-магматический цикл в данном регионе, и поэтому возраст оруденения следует считать девонским, точнее, доживетским (Павлов, 1971; Симкин, 1971 г.; Туркин, 1972 г.; Анастасиев, Гречищев, 1975 г.; и др.). В. А. Кузнецов и А. А. Оболенский (1969), В. А. Кузнецов (1974, 1975) связывают ртутное оруденение Тувы с процессами мезозойской тектоно-магматической активизации — с проявлениями базальтоидной магмы.

Для выяснения нижнего возрастного предела ртутного оруденения прежде всего необходимо установить петрологические особенности и геологический возраст магматических пород — основных дайковых и силловых — на которые накладывается ртутная минерализация. Основные дайковые и силловые породы изучались нами как в ртутно-рудных районах, так и за их пределами и главным образом в тех районах, где отчетливо устанавливаются возрастные взаимоотношения между разновозрастными интрузивными образованиями основного состава, а также интрузивными и эффузивными породами, относящимися к разнородным магматическим комплексам.

Как известно, А. П. Кривенко (1965) выделил среди интрузивных пород основного состава Центральной Тувы производные двух магматических комплексов: 1) байнкольского, включающего эффузивы нижнедевонского возраста, субвулканические тела, а также более молодые поствулканические интрузивы, изменяющиеся по составу от диабазов до кварцевых порфиров; 2) торгалыкского, представленного габбро-диабазами, оливиновыми габбро, габбро-перидотитами, граносенитами, щелочными и биотитовыми гранитами. Возраст комплекса верхнедевонский — нижнекаменноугольный.

Наряду с этим существует представление (Туркин, 1973 г.), согласно которому все эффузивные и интрузивные породы основного состава объединены в один комплекс, поскольку между дайковыми габбро-диабазами и покровными андезитами отмечаются постепенные переходы. А. Н. Павлов (1971) дайки и силлы основных пород Терлигхайского ртутно-рудного района относил к производным байнкольского комплекса и считал, что они имеют посленижнедевонский, но доживетский возраст. Он отмечал, что на дайках основного состава с разрывом залегают как нижнекаменноугольные, так и живетские отложения.

Полученные в результате наших исследований дополнительные данные по интрузивному магматизму Центральной Тувы позволили выделить разновозрастные дайки основного состава, принадлежащие к различным базальтоидным комплексам, проявившимся в данном регионе неоднократно. Прежде чем перейти к характеристике этих образований, необходимо остановиться на возрастных соотношениях их, а также на понятиях объема байнкольского и торгалыкского комплексов.

А. П. Кривенко, А. Н. Павлов (1963) относили эффузивы различного состава, а также силлы и дайки диабазов и диабазовых порфиров к байнкольскому комплексу. Наши исследования, проведенные в Терлигхайском ртутно-рудном районе совместно с Б. Н. Ланиным, изучавшим девонские эффузивы, показали, что в состав байнкольского комплекса были включены разновозрастные и разнородные образования, относящиеся, по нашему мнению, к различным магматическим комплексам. Производными более раннего нижнедевонского андезито-дацитового вулканогенного комплекса являются эффузивы андезито- и риолито-дацитового состава, а также субвулканические дайки дацитовых плагиопорфиров. Последние прорывают эффузивы и формируются в завершающие стадии развития вул-



Химический состав диабазовых порфиров, слагающих силлы и дайки Терингхайского рудного района

| Номер пробы | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO   | MgO  | MnO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | H <sub>2</sub> O— | П. п. п. | Сумма  |
|-------------|------------------|------------------|--------------------------------|------|--------------------------------|-------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------|----------|--------|
| 993а        | 46,50            | 1,80             | 16,10                          | 4,18 | 9,52                           | 8,00  | 4,71 | 0,10 | 3,20              | 0,86             | 0,42                          | 0,60              | 3,80     | 99,85  |
| 953а        | 47,80            | 1,94             | 17,15                          | 4,34 | 6,93                           | 5,58  | 6,63 | 0,28 | 3,90              | 0,30             | 0,30                          | 0,60              | 4,50     | 100,25 |
| 1063и       | 51,60            | 1,54             | 18,70                          | 4,42 | 4,35                           | 8,20  | 3,95 | 0,12 | 3,62              | 0,83             | Не опр.                       | Не опр.           | 2,66     | 99,99  |
| 1063р       | 45,00            | 2,33             | 17,20                          | 7,89 | 5,00                           | 8,00  | 5,00 | 0,30 | 2,94              | 0,43             | »                             | »                 | 5,50     | 99,59  |
| 1066в       | 46,30            | 1,82             | 16,80                          | 3,32 | 6,12                           | 12,40 | 4,95 | 0,16 | 2,99              | 0,34             | »                             | »                 | 5,24     | 100,44 |
| 1066г       | 45,00            | 1,70             | 15,63                          | 5,68 | 3,40                           | 11,80 | 5,90 | 0,24 | 2,68              | 0,27             | »                             | »                 | 7,85     | 100,15 |
| 1/2         | 46,74            | 2,98             | 14,29                          | 4,54 | 6,52                           | 10,68 | 3,97 | 0,15 | 3,15              | 0,45             | 0,48                          | 0,34              | 5,31     | 99,60  |
| 1063в       | 45,00            | 1,85             | 18,10                          | 2,58 | 7,29                           | 9,82  | 3,05 | 0,26 | 3,81              | 1,10             | Не опр.                       | Не опр.           | 7,42     | 100,28 |
| 1036г       | 49,00            | 1,26             | 14,55                          | 7,45 | 3,53                           | 11,45 | 4,47 | 0,19 | 2,62              | 0,29             | »                             | »                 | 5,52     | 100,33 |
| 995в        | 50,00            | 2,08             | 13,75                          | 6,98 | 6,07                           | 5,09  | 3,49 | 0,16 | 4,40              | 0,18             | 1,30                          | 0,40              | 5,90     | 99,44  |
| 995г        | 49,50            | 2,12             | 14,05                          | 6,51 | 6,23                           | 4,61  | 4,01 | 0,25 | 4,90              | 0,22             | 1,23                          | 0,90              | 5,80     | 100,33 |
| 998         | 43,00            | 2,46             | 15,50                          | 6,98 | 4,00                           | 10,67 | 1,92 | 0,28 | 2,70              | 1,30             | 0,37                          | 0,60              | 10,70    | 100,48 |
| 1063а       | 52,00            | 1,32             | 14,00                          | 3,39 | 8,04                           | 6,60  | 2,20 | 0,17 | 4,13              | 0,81             | Не опр.                       | Не опр.           | 8,06     | 100,72 |

Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)

| Номер пробы | a   | c   | b    | s    | f'   | m'   | c'   | n    | t   | φ    | Q  | a/c | $\frac{FeO}{MgO}$ | $\frac{FeO+Fe_2O_3+MgO}{FeO+Fe_2O_3} \times 100\%$ |
|-------------|-----|-----|------|------|------|------|------|------|-----|------|----|-----|-------------------|----------------------------------------------------|
| 993а        | 9,1 | 7,0 | 25,2 | 58,7 | 52,2 | 34,2 | 13,6 | 84,6 | 2,9 | 34,5 | -7 | 1,3 | 0,9               | 74,4                                               |

|       |      |     |      |      |      |      |      |      |     |      |     |     |     |      |
|-------|------|-----|------|------|------|------|------|------|-----|------|-----|-----|-----|------|
| 953а  | 9,6  | 7,2 | 23,4 | 59,7 | 46,7 | 51,2 | 22,9 | 95,5 | 2,9 | 26,8 | -7  | 1,3 | 0,7 | 63,0 |
| 1063и | 9,8  | 8,5 | 17,7 | 64,0 | 47,8 | 39,9 | 12,3 | 86,6 | 2,2 | 22,2 | —   | 1,2 | 1,1 | 69,0 |
| 1063р | 7,7  | 8,9 | 24,6 | 58,8 | 54,2 | 38,1 | 7,7  | 92,1 | 3,6 | 19,0 | -7  | 0,8 | 1,6 | 72,0 |
| 1066в | 7,5  | 8,4 | 25,9 | 58,2 | 35,3 | 34,5 | 30,2 | 94,1 | 2,9 | 21,5 | -7  | 0,9 | 0,7 | 64,3 |
| 1066г | 6,9  | 7,9 | 27,8 | 57,4 | 33,2 | 39,2 | 27,6 | 93,4 | 2,7 | 11,3 | -7  | 0,9 | 0,9 | 80,8 |
| 1/2   | 8,2  | 6,2 | 25,8 | 59,8 | 41,5 | 27,8 | 30,3 | 91,0 | 4,4 | 15,9 | -3  | 1,3 | 1,1 | 73,8 |
| 1063в | 11,2 | 8,1 | 21,3 | 59,4 | 47,7 | 27,1 | 25,3 | 83,6 | 3,0 | 33,2 | -11 | 1,4 | 0,9 | 76,8 |
| 1036г | 6,5  | 7,0 | 26,5 | 60,0 | 40,9 | 29,9 | 29,2 | 93,3 | 1,9 | 11,9 | —   | 0,9 | 1,6 | 70,9 |
| 995в  | 10,7 | 4,5 | 21,5 | 63,2 | 59,9 | 29,8 | 10,3 | 97,3 | 3,0 | 26,0 | —   | 2,4 | 2,0 | 78,7 |
| 995г  | 11,8 | 4,1 | 21,7 | 62,3 | 57,9 | 33,5 | 8,6  | 97,6 | 3,0 | 26,4 | -3  | 2,8 | 1,3 | 76,0 |
| 998   | 9,3  | 7,5 | 23,5 | 59,7 | 51,4 | 16,0 | 32,6 | 75,7 | 4,1 | 17,0 | -4  | 1,2 | 3,6 | 85,2 |
| 1063а | 11,1 | 4,6 | 19,3 | 65,0 | 57,5 | 21,0 | 21,5 | 88,0 | 1,8 | 38,3 | +3  | 2,4 | 1,5 | 83,9 |

Примечания. Химические анализы выполнены: 1) в химической лаборатории СО АН СССР весовым методом анализами Г. А. Абакумовой и П. А. Сердюковой (993а, 953а, 995а, 995г и 2) в спектральной лаборатории ИГиГ СО АН СССР калитометрическим методом анализами М. И. Зеркаловой (1063и, 1066в, 1066г, 1036г). Терингхайское месторождение: 993а — то же, подонная зона силлы, там же; 1063а — диабазовый порфирит, кровли силлы, над Запояном; 1063в — диабазовый порфирит, подошва силлы, там же; 1066а — нал зона, там же; 1066г — диабазовый порфирит, промежуточная часть силлы, II участок; 1066г — диабазовый порфирит, апофиза силлы, II участок; 1066г — олинит-пироксенитовый олинит-пироксенитовый порфирит, центральная часть силлы, II участок; 1066г — диабазовый порфирит, дайка, верхние р. Карасуг; 995г — то же, там же; 1036г — диабазовый порфирит, эффузивная зона, IV участок; 998 — то же, там же; 995 — измененный диабазовый порфирит, дайка, верхние р. Тебек.



капической деятельности. От эффузивов дайковые плагиопорфиры отличаются формой тел с рвущими контактами, более крупным размером вкрапленников плагиоклаза, высоким содержанием вторичных минералов. Вместе с тем тождество петрографического состава петрохимических особенностей дайковых пород и эффузивов, а также близкий возраст позволяют считать, что эти образования генетически связаны между собой и принадлежат единому магматическому (баянкольскому) комплексу.

К более позднему среднедевонскому базальтоидному комплексу относятся основные по составу породы — оливин-пироксеновые и пироксеновые базальтовые и диабазовые порфириты, образующие покровы, силлы и дайки. Между излиянием эффузивов, с одной стороны, и формированием силлов и даек с другой, отмечается значительный разрыв во времени. К моменту образования силлов и даек диабазовых порфиритов эффузивно-осадочная толща была уже дислоцирована и нарушена разломами, которые контролировали размещение интрузивных тел. На это ранее указывал А. Н. Павлов (1967). Возраст субвулканических диабазовых порфиритов, слагающих силлы, хорошо устанавливается в бассейне р. Сев. Торгалык (Кривенко, 1965), где они интродуцируют песчано-сланцевые отложения среднего девона ( $D_2$ ), а сами, в свою очередь, прорываются штокообразным телом гипабиссальных пироксеновых габбро-диабазов торгалыкского комплекса верхнедевонского — нижнекаменноугольного возраста. В верховье р. Тебек дайки диабазовых порфиритов пересекают эффузивные риолиты среднего девона ( $D_2$ ).

Очень интересные взаимоотношения даек основных пород и отложений нижнекарбонového возраста установлены А. Н. Павловым в 17 км на юго-восток от Терлигхайского месторождения, в верховье р. Карасуг. Там, на правом борту долины, многочисленные дайки основных пород северо-западного направления ( $320^\circ$ ) мощностью 5—6 м пересекают фаунистически охарактеризованные осадочные породы силура, которые перекрываются отложениями карбона. Дайки, не достигая 1,5—2 м до границы между отложениями силура и карбона, тупо выклиниваются и далее в породах карбона не прослеживаются. На границе с карбонными отложениями дайковые породы подвергнуты интенсивному выветриванию (и в связи с этим — дезинтеграции), а по мере удаления от границы с карбоном в глубь силура интенсивность выветривания падает.

Следовательно, возраст даек диабазовых порфиритов может быть докарбонным. К сожалению, в гальке нижнекарбонных базальных конгломератов диабазовые порфириты не были обнаружены. В этом случае окончательное решение вопроса о возрасте дайковых пород связано с обнаружением их в гальке базальных конгломератов карбона.

По петрографическому составу, петрохимическим особенностям дайковые породы, по нашему мнению, близки к среднедевонским пироксеновым диабазовым порфиритам, слагающим силлы, и отличаются от последних гипабиссальным обликом, большей степенью раскристаллизации основной массы.

Вкрапленники представлены хлоритизированным пироксеном и альбитизированным плагиоклазом, погруженными в хлорит-магнетит-плагиоклазовую основную массу офитового строения. По химическому составу эти породы отличаются от диабазовых порфиритов силлов несколько повышенным содержанием кремния и суммы щелочей, что связано с альбитизацией плагиоклаза (табл. 1, анализы 999в, 995г) и присутствием вторичного кварца. Эти дайки, на наш взгляд, следует рассматривать в качестве подводящих каналов силлов диабазовых порфиритов среднедевонского возраста.

Наряду со среднедевонскими дайками основных пород, как будет показано ниже, в Центральной Туве, в частности в Терлигхайском ртутно-рудном районе, развиты и более молодые по возрасту дайки базитов. Поэ-

тому описанные выше взаимоотношения среднедевонских дайковых основных пород и нижнекаменноугольных отложений нельзя распространять на все разновозрастные типы даек основных пород.

В состав торгалыкского комплекса были включены габбро, габбро-диабазы, оливиновые габбро, габбро-перидотиты, биотитовые и щелочные граниты, граносиениты. Между габбро и габбро-диабазами, с одной стороны, и оливиновыми габбро и габбро-перидотитами с другой, отмечались постепенные переходы. Гранитоиды рассматривались в качестве производных второй фазы торгалыкского комплекса.

Нашими исследованиями в бассейне р. Сев. Торгалык установлено, что между пироксеновыми габбро-диабазами и биотит-пироксен-оливиновыми долеритами (оливиновыми габбро, по А. П. Кривенко) постепенных переходов не существует. Долериты — самые молодые интрузивные образования Центральной Тувы — довольно широко распространены. Они развиты, по данным А. П. Кривенко, также в бассейне рек Кадыр-Оруг, Куве-Даба, Оруктут-Тытыг-Хем. Долериты р. Сев. Торгалык слагают вертикально падающие дайки меридионального и субмеридионального простирания, совершенно отчетливо секущие вмещающие их габбро-диабазы. Последние в контакте с дайками долеритов грубо рассланцованы. Кроме того, габбро-диабазы испытывают воздействие гранитоидов, которое сводится к перекристаллизации плагиоклаза, амфиболизации, биотитизации пироксена, а также развитию калишпата и кварца. Сами долериты — «свежие», кайнотипного облика породы, не подверженные каким-либо метаморфическим изменениям. Необходимо отметить, что отнесение гранитоидов к торгалыкскому комплексу является проблематичным. Гранитоиды, на наш взгляд, относятся к производным более позднего по времени формирования гранитоидного комплекса, как считала ранее Т. Н. Иванова (1959). Этот сложный вопрос требует специального рассмотрения.

Возраст даек долеритов определяется, таким образом, тем, что они интродуцируют не только верхнедевонские — нижнекарбонные (?) габбро-диабазы, но и более молодые по возрасту гранитоиды. Два определения абсолютного возраста долеритов, проведенные по валовому составу пород в Лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР, показывают цифры  $190 \pm 2$  млн. лет (табл. 2). Следовательно, есть основания полагать, что дайки долеритов — проявления позднепалеозойского или даже более молодого мезозойского базальтоидного магматизма.

Учитывая сказанное, целесообразно сохранить наименование «торгалыкский комплекс», выделенный ранее А. П. Кривенко (1965), включив в него широко распространенные гипабиссальные средне- и крупнозернистые пироксеновые габбро-диабазы, слагающие штоки, лакколиты, а также мелкозернистые габбро-диабазы, образующие многочисленные дайки. Укажем А. Н. Кена и И. С. Туркина на наличие постепенных переходов между покровными эффузивами и дайковыми габбро-диабазами не подтвердилось нашими исследованиями. В бассейне р. Сев. Торгалык дайки габбро-диабазов, аналогичные по структурно-текстурным особенностям и составу вмещающим их средне-крупнозернистым габбро-диабазам и близкие им по возрасту, отчетливо пересекают силлы субвулканических магматических порфиритов и являются, несомненно, более поздними магматическими образованиями. Возраст габбро-диабазов торгалыкского комплекса мы, следуя за А. П. Кривенко (1965), считаем верхнедевонским — нижнекарбонным (?). В районе с. Хандыгайты и бассейна р. Сев. Торгалык габбро-диабазы торгалыкского комплекса интродуцируют отложения среднего — верхнего девона, а на юго-западе Тувы на стыке с Горным Алтаем многочисленные дайки габбро-диабазов, аналогичные дайкам габбро-диабазов торгалыкского комплекса, интродуцируют флюористически охарактеризованные верхнедевонские — нижнекаменноугольными осадочные отложения и метаморфизованы в контакте с позднепалеозойскими гранитами Юстыд-



Таблица 2

## Результаты определения абсолютного возраста основных пород

| Номер пробы                        | Место взятия пробы                     | Порода                                                        | K, %                                | Возраст, млн. лет |
|------------------------------------|----------------------------------------|---------------------------------------------------------------|-------------------------------------|-------------------|
| <i>Терлигхайское месторождение</i> |                                        |                                                               |                                     |                   |
| 998                                | Эндоконтактовая зона силла, VI участок | Оливин-пироксеновый диабазовый порфирит                       | $0,25 \pm 0,01$                     | $273 \pm 23$      |
| 998в                               | Центральная часть того же силла        | Гидротермально измененный крупнозернистый диабазовый порфирит | 0,73                                | $320 \pm 1$       |
| 992ж                               | Дайка, II участок                      | Гидротермально измененный габбро-диабаз                       | 0,30                                | $334 \pm 28$      |
| 958                                | Дайка, IV участок                      | Гидротермально измененный габбро-диабаз                       | 0,20                                | $375 \pm 10$      |
| <i>Бассейн р. Сев. Торгалык</i>    |                                        |                                                               |                                     |                   |
| 980в                               | Силла                                  | Контактово-измененный диабазовый порфирит                     | $1,85 \pm 0,01$                     | $280 \pm 12$      |
| 982д                               | Шток                                   | Крупнозернистый габбро-диабаз                                 | $0,32 \pm 0,02$                     | $260 \pm 3$       |
| 988л                               | »                                      | Контактово-измененный габбро-диабаз                           | 0,53                                | $368 \pm 2$       |
| 990г                               | Дайка                                  | Мелкозернистый габбро-диабаз                                  | $1,13 \pm 0,02$                     | $316 \pm 13$      |
| 988м                               | »                                      | Оливиновый долерит                                            | $1,22 \pm 0,0$<br>(два определения) | $190 \pm 2$       |

ского комплекса (Михалева, Скуридин, 1971). Геологическим данным о возрасте даек габбро-диабазов не противоречат результаты определения их абсолютного возраста калий-аргоновым методом. Определение выполнено по валовому составу пород в лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР. Цифры абсолютного возраста габбро-диабазов варьируют в значительном образом в пределах 260—316 млн. лет (см. табл. 2).

Необходимо отметить, что абсолютный возраст дайковых габбро-диабазов (на которые накладывается ртутная минерализация), испытавших гидротермальное изменение (хлоритизация, карбонатизация, интенсивная окислительная минерализация), 334—375 млн. лет. Эта цифра несколько завышена, поскольку образцы были отобраны в пределах рудного поля. Вместе с тем в пределах рудных полей (бассейн р. Сев. Торгалык) абсолютный возраст дайковых габбро-диабазов 316 млн. лет. Следует отметить несоответствие данных абсолютного возраста геологическим наблюдениям. В бассейне р. Сев. Торгалык дайки мелкозернистых габбро-диабазов, абсолютный возраст которых 316 млн. лет, совершенно отчетливо пересекают вмещающие их крупнозернистые габбро-диабазы (абсолютный возраст 260 млн. лет), а наиболее древние магматических образований — силловых диабазовых порфиритов  $280 \pm 12$  млн. лет.

К постторгалыкским мы относим также малоизвестные субвулканические дайки черных афанитовых микродолеритов. Эти дайки установлены нами в районе Карабедьского рудопроизводства, в нижнем течении р. Байн-Кол, севернее одноименного поселка. Здесь на левом борту долины в интервале 500 м встречено шесть крутопадающих даек северо-западного направления мощностью 0,5—1,0 м. Дайки микродолеритов пересекают габбро-диабазы, отнесенные А. П. Кривенко (1965) (на наш взгляд, совершенно справедливо) к производным торгалыкского комплекса. Габбро-диабазы образуют мощное дайкообразное тело, прорывающее осадочные породы Баян-Кольской свиты нижнего кембрия, а сами пересечены многочисленными дайками граноспелитов и сиенитов, в контакте с которыми они испытали метаморфизм (перекристаллизация, биотитизация, амфиболитизация и др.). В отличие от габбро-диабазов более поздние дайковые микродоле-

риты не испытали контактового метаморфизма и почти лишены продуктов вторичных изменений. Дайки микродолеритов контролируются разрывными нарушениями северо-западного направления, которыми пересекаются как габбро-диабазы, так и гранитоиды. Эти разрывные нарушения, будучи наиболее молодыми структурами, опережают разлом, ограничивающий впадину, выполненную нижнекаменноугольными отложениями.

Таким образом, установленные возрастные взаимоотношения даек основных пород друг с другом и породами разнородных магматических комплексов, а также особенности их состава позволяют выделить по крайней мере три возрастные группы:

1) субвулканические дайки и силлы оливин-пироксеновых и пироксеновых диабазовых порфиритов среднедевонского возраста.

2) гипабиссальные дайки пироксеновых габбро-диабазов, производные торгалыкского комплекса верхнедевонского — нижнекаменноугольного (?) возраста.

3) гипабиссальные дайки биотит-пироксен-оливиновых долеритов и субвулканические дайки безоливиновых микродолеритов позднепалеозойского или мезозойского (?) возраста.

## СИЛЛЫ И ДАЙКИ ОЛИВИН-ПИРОКСЕНОВЫХ И ПИРОКСЕНОВЫХ ДИАБАЗОВЫХ ПОРФИРИТОВ

Силлы изучены нами в Терлигхайском ртутно-рудном районе и в бассейне р. Сев. Торгалык, где они контролируются разрывными нарушениями северо-восточного и северо-западного направлений. Силлы являются согласными пластообразными довольно круто падающими (50—60°) телами, залегающими параллельно направлению слоистости осадочных пород нижне- и среднедевонского возраста. Отмечаются секущие интрузивные взаимоотношения апофиз основных силловых тел с вмещающими породами. Мощность силлов варьирует от 15 до 50 м. Силлы сложены оливин-пироксеновыми и пироксеновыми диабазовыми порфиритами, в которых (в подошве и кровле) встречаются ксенолиты девонских алевролитов и песчаников размером 5×3 см и менее. Породы ксенолитов интенсивно карбонатизированы, а границы между ними и вмещающими диабазовыми порфиритами четкие.

Силлы характеризуются анизотропным полосчатым строением, обусловленным различной степенью раскристаллизации пород, слагающих эндоконтактовые и центральные зоны. Границы между полосами могут быть резкими; чаще афанитовые зальбандовые породы постепенно переходят в кристаллические разности промежуточных и центральных зон. Силлы обычно имеют следующее строение от кровли к подошве:

Зона I — кровля мощностью 1,0—1,5 м сложена плагиоклазовыми диабазовыми порфиритами темно-серого цвета с вишневым оттенком. Они содержат порфировые вкрапления плагиоклаза и многочисленные округлые миндалины размером 15×25 см и менее. Для пород этой зоны типичны текстуры течения (фото 1), которые обусловлены параллельной ориентировкой игольчатых и призматических лейст плагиоклаза и одноосной ориентировкой ксенолитов вмещающих пород, располагающихся значительной ориентировкой параллельно контакту. Реже отмечается трахитоидная текстура, характеризующаяся плоскопараллельным расположением таблитчатых зерен плагиоклаза, уплощенных по второму пинакюиду. Там, где поверхность контакта выпуклая, породы интенсивно обогащены миндалинами, составляющими 20—30% от всего объема породы.

Зона II — промежуточная (мощность 4,0—5,0 м), сложена темно-серыми, почти черными диабазовыми порфиритами с вкраплениями плагиоклаза и миндалинами. Количество тех и других в породах уменьшается, а структура основной массы становится офитовой.



Зона III (мощность 3,5—5,0 м) — далее в глубь силла породы промежуточной зоны переходят в диабазовые порфириды с полнокристаллическими микрофитовой и микропиклофитовой, реже — гранулит-офитовой структурами основной массы. В породах отмечаются редкие вкрапленники плагноклаза. В составе основной массы наряду с пироксеном появляется оливин.

Зона IV — подошва силла (мощностью 1,5 м) с зоной III связана постепенным, но быстрым переходом. Она представлена оливин-пироксеновыми диабазовыми порфиридами с вкрапленниками плагноклаза и оливина. Основной массе свойственно гранулит-офитовое строение. Породы подошвы силла, как и кровли, содержат ксенолиты сланцев и песчаников.

В силлах, таким образом, послойно чередуются породы различной структуры и минерального состава, обуславливающие первично-полосчатую текстуру течений; отмечается несимметричное строение: более меланократовые, богатые оливином диабазовые порфириды приурочены к подошве силла, а более лейкократовые, обогащенные плагноклазом, — к кровле. Центральная часть силла сложена полнокристаллическими оливинсодержащими диабазовыми порфиридами, обогащенными клинопироксеном. Сказанное свидетельствует о том, что в формировании силлов имела место гравитационная дифференциация.

Дайки — апофизы силлов встречаются как в подошве, так и в кровле (Терлигхайское месторождение). Мощность их достигает 2—3 м. По составу и структурно-текстурным особенностям породы, слагающие их, являются полными аналогами диабазовых порфиритов, слагающих центральные части силлов. Дайки, служащие, очевидно, подводящими каналами силлов, развиты в породах кембрия, силура и нижнего девона. Они отмечаются в бассейне рек Карасуг, Тебек, Баян-Кол и другие, имеют обычно северо-западное (320—340°) направление и прослеживаются по простиранию на 1—3 км. Мощность их 2—5 м.

Дайки характеризуются зональным строением. Эндоконтактовые зоны сложены диабазовыми порфиридами с флюидальной текстурой, обусловленной ориентированным расположением вкрапленников плагноклаза, параллельным контакту. Центральные части сложены хорошо раскристаллизованными диабазовыми порфиридами с вкрапленниками плагноклаза и реже — пироксена, замещенного хлоритом. Основная масса имеет офитовое строение и состоит из лейст плагноклаза, интерстиции которых vyplнены хлоритом, карбонатом и магнетитом.

Текстура пород нередко полосчатая, миндалекаменная. Полосчатость обусловлена наличием зон (шириной 0,8 м — 1,0 м), обогащенных плагноклазом и чередующихся с зонами (шириной 0,20 м — 0,25 м), где вкрапленники плагноклаза редки. Отмечается также чередование полос, обогащенных миндалинидами и почти лишенных их. Дайковые породы иногда грубо рассланцованы и микронитизированы.

Оливин-пироксеновые диабазовые порфириды представляют собой плотные тонкозернистые порфировые породы темно-зеленовато-серого цвета, характеризующиеся большим разнообразием структурно-текстурных особенностей. Текстура пород обычно такситовая, обусловленная различной степенью раскристаллизации пород, а также перемежаемостью меланократовых и лейкократовых участков, сложенных плагноклазом и пироксеном или оливином и хлоритом. Порфировая структура пород обусловлена наличием вкрапленников плагноклаза, иногда оливина и пироксена (фото 2). По взаимоотношениям плагноклаза, оливина и пироксена, слагающих основную массу оливин-пироксеновых диабазовых порфиритов, установлены микрофитовые, микропиклофитовые и гранулит-офитовые структуры, которые почти всегда сочетаются в пределах одного шлифа (фото 3).

Для пород характерен постоянный минеральный парагенезис: плагноклаз, клинопироксен, оливин, магнетит, титаномангнетит. Отмечается

зональное строение породообразующих минералов вследствие неравновесных условий кристаллизации пород, а также широкое развитие продуктов автометаморфических и гидротермальных изменений.

Плагноклаз — главный породообразующий минерал, представленный таблицами и гломеропорфировыми скоплениями во вкрапленниках и удлиненно-призматическими кристаллами — в основной массе. Зернам его свойственны зональное строение и полисинтетическая структура двойникования. Состав минерала по разрезу силла изменяется от андезина (в кровле) до андезин-лабрадора (в подошве). Содержание анортита в зональных зернах уменьшается от центра (андезин-лабрадор № 50—60) к периферии (андезин № 30—40).

Оливин присутствует в породах в переменных количествах. Повышенное содержание его отмечается обычно в подошве силла, но не превышает 10%. Характерными морфологическими разновидностями его являются гломеропорфировые обособления идиоморфных кристаллов размерами в несколько миллиметров; идиоморфные кристаллы с оплавленными контурами — во вкрапленниках и скоплениях мелких (от 0,1 мм до 0,01 мм) изометричных зерен — в составе основной массы. Отмечается почти повсеместный идиоморфизм оливина как по отношению к плагноклазу, так и к пироксену. Минерал всегда замещен вторичными продуктами: боулинитом, иллингситом, тонко рассеянным магнетитом, карбонатом, хлоритом и кремнистым веществом. Наблюдаются случаи зонального замещения: внутренняя часть зерен замещается оранжево-красно-бурым минералом боулинит-иллингситового ряда или карбонатом и кремнистым веществом, а наружная — черным магнетитом. Последний иногда полностью замещает зерна оливина.

Пироксен, наряду с плагноклазом, — один из главных минералов породы. Он образует неправильной формы зерна бурого цвета, выполняющие интерстиции зерен плагноклаза, а чаще всего встречаются в виде ойкокристаллов. По сравнению с оливином этот минерал устойчив к замещению и не образует с ним реакционных взаимоотношений, что указывает на их независимую друг от друга кристаллизацию; по составу относится к авгиту и салит-авгиту (табл. 3).

По направлению к верхним горизонтам силлов в составе клинопироксена увеличивается содержание ферросиликатовой молекулы (от 15 до 24%). Минералу свойственно зональное строение; зональность прямая; с накоплением ферросиликата в краевых частях зерен отмечается обогащение клинопироксена железом по отношению к магнию в более поздние стадии кристаллизации:

|                                   | №     | 2v° |                                                    |
|-----------------------------------|-------|-----|----------------------------------------------------|
| Центральная часть зерна . . . . . | 1,700 | 60  | En <sub>30</sub> Wo <sub>10</sub> Fs <sub>21</sub> |
| Периферическая « » . . . . .      | 1,704 | 60  | En <sub>27</sub> Wo <sub>13</sub> Fs <sub>23</sub> |

Рудный минерал представлен магнетитом и титано-магнетитом, часто лейкоксенитизированным. Он образует разновеликие ксеноморфные зерна, рассеянные по породе или встречающиеся в виде скоплений. В качестве аксессуарных минералов присутствуют апатит, единичные зерна рутила и

Таблица 3

Состав клинопироксена в оливин-пироксеновых диабазовых порфиридах (по оптическим данным)

| Шлиф | №     | 2v° | Состав                                             |
|------|-------|-----|----------------------------------------------------|
| 953ж | 1,702 | 54  | En <sub>32</sub> Wo <sub>11</sub> Fs <sub>21</sub> |
| 993  | 1,690 | 52  | En <sub>32</sub> Wo <sub>13</sub> Fs <sub>15</sub> |
| 993п | 1,689 | 50  | En <sub>33</sub> Wo <sub>11</sub> Fs <sub>16</sub> |
| 993а | 1,700 | 60  | En <sub>30</sub> Wo <sub>10</sub> Fs <sub>21</sub> |
| 998  | 1,692 | 50  | En <sub>31</sub> Wo <sub>11</sub> Fs <sub>18</sub> |

Примечание. 993ж — кровля силла II участка Терлигхайского месторождения; 993а — промежуточная зона силла, там же; 998 — эндоконтант (со стороны лежащего бока) дайкообразного тела VI участка Терлигхайского месторождения.



циркона. Апатит отмечается в виде бесцветных длинных тонких призм, образующих агрегаты причудливой формы и пронизывающих плагиоклаз.

Крупнолейстовые оливин-пироксеновые диабазовые порфириды — плотные темно-зеленовато-серые крупнопорфировидные породы с тонкозернистой цементирующей массой. В контакте с вмещающими породами они переходят в миндалекаменные диабазовые порфириды. Крупнолейстовая порфировая структура пород обусловлена наличием обильных крупных (до 1—2 см по длинной оси) вкрапленников плагиоклаза и более редких — оливина, погруженных в хорошо раскристаллизованную гранулитоофитовую, пойкилоофитовую или офитовую основную массу. Главные породообразующие минералы ее — плагиоклаз, оливин, пироксен, магнетит, титаномagnetит. Из аксессуарных минералов наиболее часто встречаются апатит, редко — циркон.

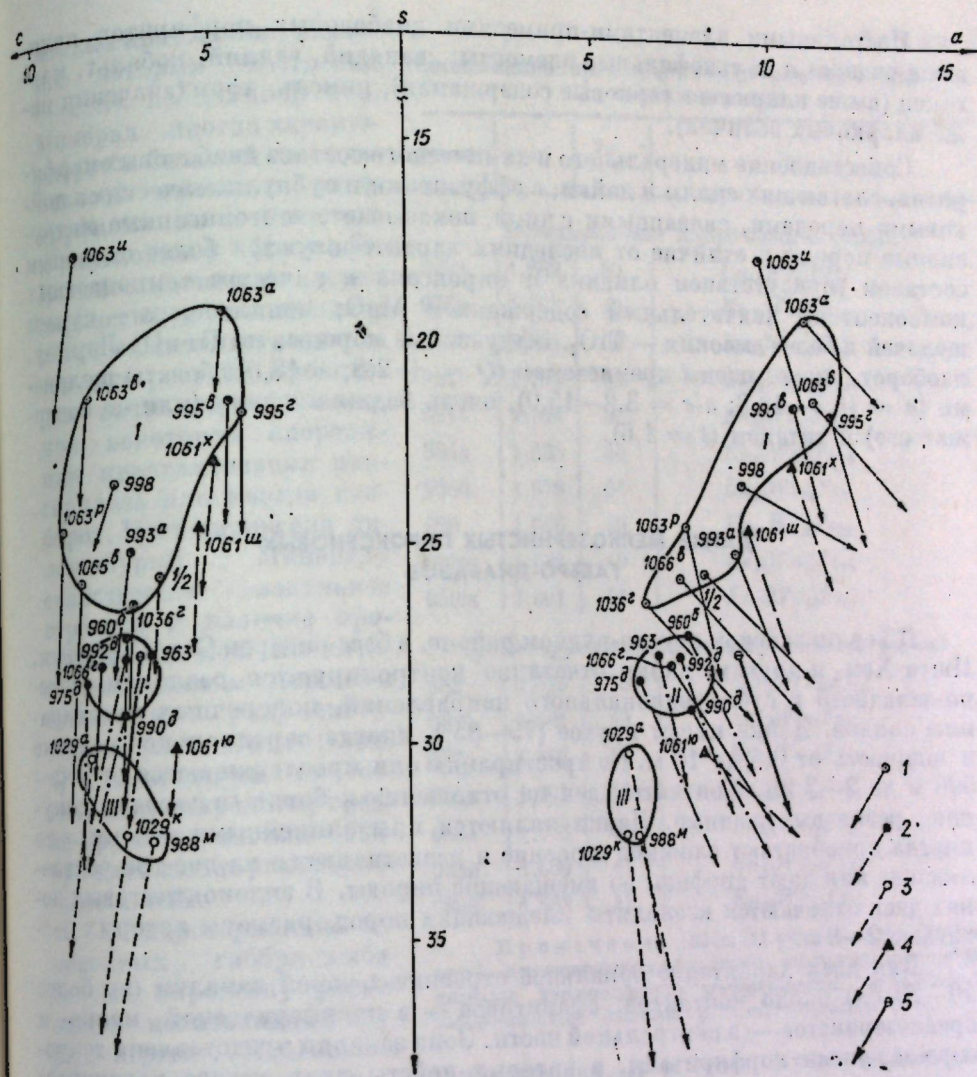
Плагиоклаз во вкрапленниках образует крупные идиоморфные и гиндиоморфные призм и таблицы, составляющие около 30% от всего объема породы. Минерал зональный: в центре — 65% An, в краевых частях зерен — 55% An. Необходимо отметить, что плагиоклаз, слагающий вкрапленники диабазовых порфиритов эндоконтактных зон интрузивных тел, всегда «свежий», лишенный продуктов замещения (фото 4) по сравнению с вкрапленниками плагиоклаза пород из центральной части, сильно измененными и замещенными агрегатом из каолинита и карбоната. Размеры вкрапленников последних во много раз превышают размеры вкрапленников плагиоклаза диабазовых порфиритов эндоконтактных фаций.

Оливин во вкрапленниках присутствует в незначительном количестве (не более 5—7% от всего объема породы) в виде разновеликих (от 1,5 до 5 мм) изометричных зерен, ребра и вершины которых в той или иной степени растворены, в связи с чем отмечаются округлые зерна. Иногда оливин образует пойкилитовые включения в плагиоклазе и всегда характеризуется отчетливым идиоморфизмом по отношению к нему (фото 5). Реже идиоморфные кристаллы оливина встречаются в виде гломеропорфировых обособлений. Минерал всегда замещен вторичными продуктами, в диабазовых порфиритах эндоконтактной зоны — агрегатом карбоната и хлорита, а иногда по трещинам и краям зерен развивается гидрослюда с отчетливым плеохроизмом от слабо желтовато-зеленого до сине-зеленого цвета. В диабазах центральной части тел оливин чаще замещен агрегатом карбоната и кварца. Для него типичны наличие черной магнетитовой каймы и замещение его красно-бурым боулингитом и идингситом.

Основная масса сложена плагиоклазом, клинопироксеном, оливином, титаномagnetитом, апатитом и цирконом. Плагиоклаз № 55—60 (лабрадор) относится ко второй генерации. Оливин отмечается обычно в виде скоплений мелких изометричных зерен размером до 0,1 мм, что обуславливает гранулитоофитовый характер структуры. Пироксен в отличие от оливина входит только в состав основной массы в виде ксеноморфных зерен буроватого цвета, выполняющих интерстиции зерен плагиоклаза. Размеры зерен его варьируют от 0,1 до 0,3 мм. По оптическим данным ( $2\nu = 50^\circ$ ,  $N_r = 1,692$ ), минерал отвечает авгиту состава  $En_{41}Wo_{41}Fs_{18}$ .

Таким образом, общие характерные структурно-текстурные и минеральные особенности пород этой группы следующие: 1) порфировый характер структуры и миндалекаменное сложение; 2) темноцветные компоненты представлены железистым оливином и клинопироксеном (салитом и салитавгитом).

По химическому составу диабазовые порфириды относятся к нормальному ряду, чаще всего к лейко-меланократовым ( $20 < \text{в} < 25$ ) образованиям, насыщенным или слабо насыщенным кремнекислотой и бедным щелочами с натровой специализацией. На петрохимической диаграмме (см. рисунок) начальные точки векторов, отображающие состав этих пород, довольно разнообразны: они отличаются переменным содержанием феррических компонентов, кремнекислоты и суммы щелочей, варьируя по составу от квар-



Векторная диаграмма химического состава основных пород, слагающих силлы и дайки р. Сев. Торгалык и Терлигхайского рудно-рудного района (по А. Н. Заварицкому).

Номера векторов соответствуют номерам анализов в таблицах 4, 6 и 7. 1 — среднедепонские диабазовые порфириды; 2 — верхнедепонские — илликкарбоновые (I) габбро-диабазы торгалыкского комплекса; 3—4 — позднепалеозойские — нижнемезозойские оливиновые допериты (3) и безоливиновые микродопериты (4); 5 — среднее из 12 химических анализов габбро-диабазов торгалыкского комплекса (по данным А. П. Кривенко и А. Н. Павлова, 1963).

цевого базальта до диабаза. Особенностью пород является преобладание феррических компонентов над силикатными ( $1,6 > \frac{b}{a+c} > 1$ ) и довольно высокое отношение железа к магнию. Некоторые разновидности диабазовых порфиритов, обогащенные оливином и пироксеном и слагающие подовую шву силлов, характеризуются повышенным содержанием феррических компонентов и более низкой суммой щелочей. Они относятся к классу пород, слабо недосыщенных кремнеземом, к группе бедных щелочами и к подгруппе меланократовых. Диабазовые порфириды, слагающие кровлю силлов, обычно лейкократовые, насыщены кремнеземом породы и бедны щелочами. Такое различие в составе пород обусловлено процессами внутрикамерной дифференциации.

В целом диабазовые порфириды имеют андезито-базальтовый лейко-меланократовый состав при натровом балансе щелочей и значительном распространении разностей, слабо насыщенных кремнеземом.



Постоянными элементами-примесями диабазовых порфиритов являются сидеро- и халькофильные элементы: ванадий, галлий, кобальт, марганец (выше кларка и кларковые содержания), никель, хром (значения ниже кларковых величин).

Сопоставление минерального и химического состава диабазовых порфиритов, слагающих силлы и дайки, с эффузивами и субвулканическими дайковыми породами, связанными с ними, показывает, что описанные интрузивные породы в отличие от последних характеризуются более основным составом (присутствием оливина и пироксена в качестве темноцветных компонентов), значительным содержанием  $MgO$ , пониженным — суммы щелочей и более высоким —  $TiO_2$ . Эффузивные породы, по Б. Н. Ланину, наоборот, пересыщены кремнеземом ( $Q = +2,8; +18,6$ ), богаты щелочами ( $a = 16,5-18,3; a/c = 3,2-15,0$ ), очень бедны магнием (или не содержат его) и титаном ( $t = 1,6$ ).

#### ДАЙКИ МЕЛКОЗЕРНИСТЫХ ПИРОКСЕНОВЫХ ГАББРО-ДИАБАЗОВ

В Терлигхайском ртутно-рудном районе, в бассейне рек Сев. Торгалык, Ишги-Хем и других, дайки отчетливо контролируются разломами северо-западного и субмеридионального направлений, поперечных простиранию силлов. Дайки имеют крутое ( $75-85^\circ$ ), иногда вертикальное падение и мощность от 0,5 до 10 м. По простиранию они прослеживаются от 300—500 м до 2—3 км. Контакты даек по отношению к боковым породам секущие, резко выраженные. Дайки являются прямолинейными телами, но иногда приобретают сложное строение и разветвляются на две-три составляющие или дают апофизы во вмещающие породы. В эндоконтактных зонах даек отмечаются ксенолиты вмещающих пород, размеры которых достигают 2—3 м.

Для даек характерно зональное строение с зоной закалки (не более 10—20 см) около контактов: афанитовое — в периферической, мелко- и среднезернистое — в центральной части. Зона закалки представлена темно-серо-зелеными порфиритами, в которых лейсты плагиоклаза погружены в микрофитовую основную массу. Вкрапленники плагиоклаза ориентированы согласно поверхности контакта, обуславливая флюидальный характер текстуры пород. Центральные части даек сложены полнокристаллическими призматически-зернистыми или пойкилофитовыми пироксеновыми (безоливиновыми) габбро-диабазами, главные породообразующие минералы которых — плагиоклаз и клинопироксен. Изменчивость минерального состава дайковых пород от эндоконтакта к центру вызвана дифференциацией расплава в процессе его кристаллизации. При этом накопление ранних продуктов кристаллизации — плагиоклаза — в породах эндоконтактных фаций лучше всего объясняется дифференциацией в потоке, содержащем жидкую и твердую фазы.

Пироксеновые габбро-диабазы — темно-зеленоватосерые, с голубоватым оттенком, кристаллически-зернистые породы. Микроструктура неоднородная: призматически-зернистая или пойкилофитовая, офитовая. Главные минералы — плагиоклаз и клинопироксен — сопровождаются довольно обильным титаномagnetитом. Из аксессуарных встречается апатит. Вторичные минералы: карбонат, хлорит, соссюрит, цеолит.

Плагиоклаз (55—60% An) присутствует в виде беспорядочно расположенных удлиненных призм, варьирующих по размерам. Зональный. По периферии зерен часто развивается розовато-красный цеолит, который может образовывать самостоятельные псевдоквадратные зерна, располагающиеся в интерстициях плагиоклаза. Пироксен встречается в виде крупных удли-

ненных кристаллов, размеры которых достигают 3—5 мм по длинной оси. Минерал иногда характеризуется большей или одинаковой степенью идноморфизма по отношению к плагиоклазу (фото 7). Взаимоотношения зерен пироксена и плагиоклаза могут свидетельствовать о том, что рост их происходил почти одновременно, при некотором опережении кристаллизации плагиоклаза или иногда наоборот. Цвет пироксена лилово-бурый. Минералу свойственным зональное строение и наличие простых двойников. По оптическим данным пироксен относится к ряду энстатит-диопсид-авгита (табл. 4) и аналогичен по составу клинопироксену средне-крупнозернистых габбро-диабазов торгалыкского комплекса.

В гидротермально измененных габбро-диабаз по пироксену развивается пелитовидный бурый агрегат. Плагиоклаз обычно альбитизирован, каолинизирован, и в этом случае появляется обильный апатит.

Пироксеновые габбро-диабазы по химическому составу (табл. 5) довольно однообразны. На петрохимической диаграмме (см. рисунок) начальные точки векторов, отображающие состав этих пород, располагаются кучно в поле среднего типа долерита, по Р. Дэли. Габбро-диабазы по сравнению с породами предыдущей группы характеризуются более высоким содержанием феррических компонентов ( $27 < c < 32$ ), а  $1,5 < \frac{b}{a+c} < 2$  и незначительным содержанием суммы щелочей ( $a = 6-8$ ), при этом содержание  $Na_2O$  в 5—10 раз выше содержания  $K_2O$ . Габбро-диабазы имеют меланократово-базальтовый состав (при натровом балансе щелочей) при значительном распространении разновидностей пород недонасыщенных кремнеземом, с высоким содержанием  $TiO_2$ .

Габбро-диабазы, как и диабазовые порфириты, слагающие силлы и связанные с ними дайки, характеризуются содержанием сидерофильных и главным образом халькофильных элементов-примесей, свойственных базальтоидным магмам. Вместе с тем количество Pb и Zn в габбро-диабаз на целый порядок выше по сравнению с диабазовыми порфиритами.

По минеральному составу, петрохимическим и текстурно-структурным особенностям дайковые мелкозернистые габбро-диабазы тождественны средне- и крупнозернистым габбро-диабазам торгалыкского комплекса, отличаясь от последних лишь меньшими размерами зерен породообразующих минералов.

Таблица 4

Состав клинопироксенов в габбро-диабазовых торгалыкского комплекса

| Шлиф                                                | n     | 2v, град | Состав                  |
|-----------------------------------------------------|-------|----------|-------------------------|
| <i>Мелкозернистые габбро-диабазы (дайки)</i>        |       |          |                         |
| 975д                                                | 1,689 | 50       | $En_{43}Wo_{41}Fs_{16}$ |
| 976а                                                | 1,692 | 49       | $En_{42}Wo_{40}Fs_{18}$ |
| 980б                                                | 1,691 | 50       | $En_{42}Wo_{41}Fs_{17}$ |
| 981                                                 | 1,704 | 50       | $En_{42}Wo_{40}Fs_{23}$ |
| 981а                                                | 1,704 | 52       | $En_{42}Wo_{41}Fs_{27}$ |
| 981а                                                | 1,685 | 50       | $En_{47}Wo_{41}Fs_{12}$ |
| 984б                                                | 1,676 | 51       | $En_{34}Wo_{39}Fs_7$    |
| 990                                                 | 1,696 | 49       | $En_{38}Wo_{40}Fs_{22}$ |
| 992ж                                                | 1,689 | 49       | $En_{43}Wo_{41}Fs_{16}$ |
| 950ж                                                | 1,691 | 51       | $En_{41}Wo_{44}Fs_{21}$ |
| <i>Средне-крупнозернистые габбро-диабазы (иток)</i> |       |          |                         |
| 982                                                 | 1,696 | 48       | $En_{33}Wo_{40}Fs_{22}$ |
| 982б                                                | 1,681 | 49       | $En_{43}Wo_{40}Fs_{11}$ |
| 982в                                                | 1,688 | 54       | $En_{41}Wo_{43}Fs_{13}$ |
| 982д                                                | 1,691 | 48       | $En_{43}Wo_{40}Fs_{17}$ |
| 988а                                                | 1,688 | 50       | $En_{44}Wo_{41}Fs_{15}$ |
| 988и                                                | 1,689 | 47       | $En_{44}Wo_{39}Fs_{17}$ |
| 988к                                                | 1,688 | 47       | $En_{44}Wo_{40}Fs_{16}$ |

Примечание. 992ж (II участок), 950ж (IV участок) — клинопироксены из дайковых мелкозернистых габбро-диабазов Терлигхайского месторождения, остальные — из габбро-диабазов бассейна р. Сев. Торгалык.



Таблица 5

Химический состав габбро-диабазов, составляющих дайки торгалыкского комплекса

| Номер пробы | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO   | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO  | MgO  | MnO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> | П. п. п. | Сумма  |
|-------------|------------------|------------------|--------------------------------|-------|--------------------------------|------|------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|----------|--------|
| 950ш        | 46,50            | 2,25             | 14,35                          | 10,85 | 5,90                           | 3,64 | 6,45 | 0,90 | 2,70              | 0,32             | 0,53                          | 0,40                          | 5,40     | 100,08 |
| 960б        | 47,00            | 1,96             | 15,75                          | 9,30  | 4,20                           | 9,46 | 5,06 | 0,37 | 3,00              | 0,65             | 0,40                          | 0,40                          | 2,50     | 100,05 |
| 963         | 43,50            | 2,20             | 14,75                          | 7,29  | 4,75                           | 8,10 | 4,90 | 0,25 | 2,55              | 0,29             | He опр.                       | He опр.                       | 8,60     | 99,14  |
| 992д        | 47,30            | 1,60             | 15,75                          | 7,29  | 4,68                           | 9,46 | 6,63 | 0,17 | 2,65              | 0,80             | 0,10                          | 0,30                          | 3,60     | 100,33 |
| 990д        | 45,50            | 1,81             | 15,85                          | 7,28  | 4,56                           | 11,0 | 6,07 | 0,20 | 2,80              | 0,82             | He опр.                       | He опр.                       | 3,54     | 99,43  |
| 975д        | 48,10            | 1,12             | 16,50                          | 8,20  | 2,26                           | 11,4 | 7,50 | 0,19 | 2,65              | 0,20             | 0,07                          | 0,8                           | 2,40     | 100,48 |
| 13          | 46,80            | 2,12             | 16,19                          | 8,20  | 4,27                           | 8,55 | 6,86 | 0,31 | 3,43              | 0,82             | —                             | 0,2                           | 2,45     | 100,20 |

Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)

| Номер пробы | a   | c   | b    | s    | f <sup>+</sup> | m <sup>+</sup> | c <sup>+</sup> | "    | l   | φ    | Q   | a/c | $\frac{FeO}{MgO}$ | $\frac{FeO+Fe_2O_3 \cdot 100}{FeO+Fe_2O_3+MgO}$ |
|-------------|-----|-----|------|------|----------------|----------------|----------------|------|-----|------|-----|-----|-------------------|-------------------------------------------------|
| 950ш        | 6,6 | 4,5 | 32,2 | 56,6 | 52,2           | 35,1           | 28,2           | 93,6 | 3,6 | 16,2 | —7  | —   | 1,7               | 76,2                                            |
| 960б        | 7,7 | 7,2 | 27,3 | 57,8 | 48,8           | 33,1           | 18,1           | 95,4 | 3,1 | 13,3 | —   | 1,4 | 1,8               | 72,5                                            |
| 963         | 6,8 | 7,2 | 27,8 | 58,2 | 52,5           | 33,6           | 13,9           | 93,3 | 3,7 | 8,9  | —7  | 0,9 | 1,1               | 75,0                                            |
| 992д        | 7,4 | 7,3 | 27,8 | 57,5 | 41,4           | 41,9           | 16,7           | 82,7 | 2,5 | 14,8 | —1  | —   | —                 | 64,5                                            |
| 990д        | 7,7 | 7,3 | 29,2 | 55,8 | 39,8           | 36,9           | 23,3           | 83,0 | 2,9 | 14,0 | —7  | —   | —                 | —                                               |
| 975д        | 6,3 | 8,2 | 28,4 | 57,1 | 32,9           | 45,9           | 21,2           | 95,5 | 1,7 | 0,9  | —11 | 0,7 | —                 | —                                               |
| 13          | 9,1 | 6,6 | 27,8 | 56,5 | 42,6           | 42,8           | 14,6           | 85,2 | 1,7 | 0,9  | —   | 1,3 | 1,0               | —                                               |

Примечание. Химические анализы выполнены в химической лаборатории ИГиГ СО АН СССР весовым методом. Анализы П. А. Сердюкова. 950ш, 960б, 963, 992д — дайковые габбро-диабазы Терлигхайского месторождения; 960 д, 975д — дайковые габбро-диабазы, нижнее течение р. Сев. Торгалык; 13 — среднее из 12 анализов габбро-диабазов торгалыкского комплекса, по А. Н. Криченко и А. Н. Павлову (1963).

ших минералов и иногда наличием призматически-зернистых микроструктур. Как те, так и другие испытали контактовый метаморфизм под воздействием более молодых по возрасту гранитоидов.

#### ДАЙКИ БЕЗОЛИВИНОВЫХ МИКРОДОЛЕРИТОВ

Эти дайки, как упоминалось, установлены нами в Терлигхайском ртутно-рудном районе в бассейне р. Баян-Кол (Карабедьское рудопоявление), где они пересекают крупное дайкообразное тело габбро-диабазов торгалыкского комплекса, а также маломощные дайки спенинтов, интрузирующих последние. Дайки микродолеритов контролируются разломами субмеридионального направления и имеют вертикальное падение. Мощность их 0,5—1,0 м. По простиранию дайки прослеживаются на 200—700 м, интервалы между ними составляют 50—100 м. Мощность по простиранию и падению изменяется в местах раздува до 1,0 м, в местах пережима — до 0,2—0,3 м.

Безоливиновые микродолериты в отличие от описанных выше пород характеризуются свежестью, отсутствием вторичных изменений. По внешнему виду это темные, почти черные эффузивоподобные породы со скорлуповатой отдельностью. Под микроскопом они обнаруживают порфировое строение: вкрапления представлены лейстами плагиоклаза, погруженными в буроватую основную массу (фото 8). Последняя имеет офитовую, долеритовую, интерсертальную структуры и сложена беспорядочно расположенными микролитами плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены мелкими зернами клинопироксена, титаномagnetита и иногда бурым стеклом. Пироксен лишен вторичных изменений, характеризуется бурым цветом, с лиловым оттенком, наличием простых двойников, зональным строением и структурой песочных часов, что позволяет отнести его к титан-авгиту.

По химическому составу безоливиновые микродолериты близки к среднему типу муджиэрита, по Р. Дэли (отличаясь от него меньшим значением суммы щелочей), или к среднему типу оливинового диабаз. Они относятся (табл. 6) к породам нормального ряда, к меланократовым образованиям, насыщенным или слабонедосыщенным кремнекислотой и бедным или умеренно богатым щелочами. Типичными элементами-примесями в породах являются халькофильные элементы (медь, кобальт, свинец и др.).

По сравнению с породами, описанными выше, микродолериты характеризуются титан-авгитовым составом клинопироксена, более высоким содержанием суммы щелочей, титана (до 3,17%) и, наоборот, дефицитом полевошпатовой извести, отсутствием (в пределах чувствительности метода) хрома и ничтожным содержанием никеля (десятичные доли процента или следы). Кроме того, цинк в микродолеритах установлен в десятых долях процента, что на целый порядок выше в отличие от габбро-диабазов и на два порядка выше, чем в диабазовых порфиритах.

#### ДАЙКИ ОЛИВИНОВЫХ ДОЛЕРИТОВ

Дайки оливиновых долеритов меридионального простирания и вертикального падения развиты в бассейнах рек Сев. Торгалык, Ишти-Хем, Кадыр-Оруг и др. Мощность их 15—50 м. Они пересекают метаморфизованные средне- и крупнозернистые габбро-диабазы торгалыкского комплекса, не испытывая контактового метаморфизма под воздействием гранитоидов. Долериты — массивные средне- и крупнозернистые темно-серые, почти черного цвета, кайнотипные породы. Микроскопически они имеют долеритовую и пойкилоофитовую структуры и сложены главным образом оливином, пироксеном и плагиоклазом; в подчиненных количествах при-



Таблица 6

## Химический состав безоливиновых микродолеритов и оливиновых долеритов

| Номер пробы                                    | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | CaO   | MgO  | MnO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | П.п.п. | Сумма  |
|------------------------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|------|--------------------------------|-------|------|------|-------------------|------------------|--------|--------|
| <i>Безоливиновые микродолериты р. Баян-Кол</i> |                  |                  |                                |      |                                |       |      |      |                   |                  |        |        |
| 1061ш                                          | 48,70            | 3,10             | 14,10                          | 7,37 | 6,82                           | 6,20  | 4,55 | 0,26 | 3,97              | 0,13             | 4,05   | 99,25  |
| 1061ю                                          | 46,50            | 2,38             | 14,80                          | 5,23 | 9,10                           | 11,60 | 5,00 | 0,24 | 3,41              | 0,48             | 1,46   | 100,20 |
| 1061х                                          | 49,60            | 3,17             | 14,70                          | 4,20 | 9,04                           | 6,10  | 4,30 | 0,36 | 4,24              | 0,69             | 3,30   | 99,70  |

*Оливиновые долериты бассейна р. Сев. Торгалык*

|       |       |      |       |      |      |      |       |      |      |      |      |        |
|-------|-------|------|-------|------|------|------|-------|------|------|------|------|--------|
| 1029а | 47,60 | 1,53 | 15,30 | 9,73 | 2,90 | 8,00 | 9,00  | 0,28 | 2,34 | 0,62 | 2,12 | 100,30 |
| 988м  | 48,00 | 1,22 | 14,10 | 9,60 | 2,83 | 6,80 | 11,60 | 0,16 | 2,41 | 0,52 | 2,20 | 99,44  |
| 1029к | 45,60 | 1,40 | 15,25 | 2,63 | 9,07 | 9,05 | 10,00 | 0,18 | 2,53 | 0,40 | 2,20 | 100,31 |

## Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

| Номер пробы                                          | a    | c   | b    | s    | f'   | m'   | c'   | n    | t   | φ    | Q   | a/c | FeO<br>MgO | FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 100%<br>FeO+Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +MgO |
|------------------------------------------------------|------|-----|------|------|------|------|------|------|-----|------|-----|-----|------------|------------------------------------------------------------------------------------|
| <i>Безоливиновые микродолериты р. Баян-Кол</i>       |      |     |      |      |      |      |      |      |     |      |     |     |            |                                                                                    |
| 1061ш                                                | 9,3  | 5,2 | 24,6 | 60,9 | 56,1 | 32,9 | 11,0 | 98,4 | 4,6 | 25,0 | -2  | 1,8 | 1,6        | 75,5                                                                               |
| 1061ю                                                | 8,3  | 5,9 | 30,1 | 55,7 | 43,5 | 28,5 | 28,0 | 91,7 | 3,7 | 26,2 | -11 | 1,4 | 1,4        | 74,0                                                                               |
| 1061х                                                | 10,7 | 4,9 | 22,9 | 61,5 | 54,4 | 33,2 | 12,4 | 90,6 | 4,6 | 34,8 | -3  | 2,1 | 0,9        | 75,4                                                                               |
| <i>Оливиновые долериты бассейна р. Сев. Торгалык</i> |      |     |      |      |      |      |      |      |     |      |     |     |            |                                                                                    |
| 1029а                                                | 6,0  | 7,4 | 30,2 | 56,4 | 40,4 | 51,4 | 8,2  | 86,0 | 2,3 | 8,3  | -7  | 0,8 | 0,6        | 58,3                                                                               |
| 988м                                                 | 6,0  | 6,4 | 32,3 | 55,3 | 33,5 | 60,8 | 5,7  | 88,2 | 1,9 | 4,6  | -8  | 0,9 | 0,4        | 51,7                                                                               |
| 1029к                                                | 6,2  | 7,3 | 32,3 | 54,2 | 34,6 | 53,4 | 12,0 | 90,9 | 2,3 | 6,8  | -11 | 0,8 | 0,5        | 53,7                                                                               |

Примечание. Химические анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГиГ СО АН СССР квантометрическим методом. Аналитик М. И. Зеркалова.

существуют роговая обманка, биотит и титаномagnetит. Плагноклаз образует призматические кристаллы с зональным строением: более основной 80% An — в центре и более кислый — в краевой части — 55–60% An. Оливин встречается в виде изометричных зерен округлой формы и по составу относится к магнезиальному глалосидериту (27% Fa,  $Nr = 1,688$ ). Зерна оливина встречаются в виде идиоморфных пойкилитовых включений в плагноклазе, иногда же степень идиоморфизма оливина и плагноклаза примерно одинаковая, что свидетельствует о близко одновременной кристаллизации этих минералов.

Пироксен образует ксеноморфные зерна, часто содержащие пойкилитовые вроски плагноклаза и оливина. Изредка мелкие зерна пироксена встречаются в виде включений в оливине. Судя по взаимоотношениям минералов, пироксен начал кристаллизоваться несколько позже оливина и плагноклаза, но в дальнейшем происходила одновременная кристаллизация плагноклаза, оливина и пироксена. По составу пироксен отвечает пиконит-авгиту ( $Nm = 1,698$ ;  $Nr = 1,692$ ;  $2v = 42^\circ$ ;  $En_{43}Wo_{35}Fs_{22}$ ). Амфибол представлен бурой разновидностью, плеохроирующей от светло-желтого до буровато-коричневого цвета. Минерал резко ксеноморфен по отношению к плагноклазу, оливину и пироксену, выполняя интерстиции между ними или замещая кристаллы последнего. Биотит образует индивидуальные чешуйки, плеохроирующие от светло-желтого до красно-коричневого цвета, и ксеноморфные по отношению ко всем упомянутым минералам.

По оптическим данным ( $Nm = 1,636$ ), биотит представлен магнезиальной разновидностью — мероксеном. Титаномagnetит присутствует в небольшом количестве в виде ксеноморфных зерен и, судя по его взаимоотношениям с охарактеризованными минералами, кристаллизуется позже них.

Оливиновые долериты по химическому составу (см. табл. 6) близки, по Р. Дэли, к среднему типу оливинового базальта и отличаются от него большей меланократовостью. По классификации А. Н. Заварицкого, они относятся к классу пород, не насыщенных кремнеземом, к группе бедных щелочами и подгруппе меланократовых.

По сравнению с описанными выше дайковыми породами долериты характеризуются присутствием в качестве темновесных минералов магнезиальных глалосидерита и биотита, а клинопироксен в них относится к пиконит-авгиту. Долериты — наиболее меланократовые породы, богатые магнием, и, наоборот, бедные щелочами и титаном. Спектральными анализами в них установлены самые высокие содержания никеля (сотые доли процента) и низкие — цинка (тысячные доли).

Сопоставление петрографического состава и петрохимических особенностей разновозрастных основных пород показывает следующее.

Субвулканические диабазовые порфириты, слагающие sill и дайки среднедевонского возраста, имеют андезито-базальтовый лейко-меланократовый состав при натровом балансе щелочей и значительном развитии разновидностей пород, слабо насыщенных кремнеземом. Клинопироксен в них представлен главным образом салитом и салит-авгитом.

Гипабиссальные габбро-диабазы верхнедевонского — нижнекарбонного? возраста имеют меланократово-базальтовый состав также при резко натровом балансе щелочей, но широком распространении пород, недосыщенных кремнеземом, с более высоким содержанием титана и низким — суммы щелочей. Клинопироксен габбро-диабазов относится к ряду энстатит-диопсид-авгита.

Гипабиссальные оливиновые долериты характеризуются еще большей меланократовостью, самым высоким содержанием магния и, наоборот, меньшим количеством титана и суммы щелочей. Клинопироксен этих пород представлен пиконит-авгитом. Пироксеновые (безоливиновые) микродолериты — лейко-меланократовые и меланократовые породы, отличающиеся от оливиновых долеритов более низким содержанием магния, ничтожным содержанием никеля, отсутствием хрома и, наоборот, более высоким содержанием титана и суммы щелочей.

Если рассматривать эти разновозрастные группы основных пород в качестве продуктов дифференциации единого гомогенного базальтоидного расплава, то в более поздних продуктах дифференциации должны накапливаться щелочи ( $FeO + Fe_2O_3$ ) и кремнезем, что противоречит имеющимся фактическим данным. Более поздние по времени формирования оливиновые долериты содержат меньше суммы щелочей и железа. Состав клинопироксенов разновозрастных основных пород также различный. Как пироксены разных формаций различаются между собой, а состав минералов и их относительное количество являются функциями физико-химических условий формирования породы. Особенности состава пород каждой разновозрастной группы обусловлены составом базальтоидного расплава, из которого они кристаллизовались. Различный состав базальтоидных расплавов, в свою очередь, лучше всего может быть объяснен снижением температуры выплавки в зависимости от глубины заложения разломов, контролирующих размещение очагов базальтоидных магм.

Вместе с тем разновозрастным группам основных пород свойственны и общие признаки. Все группы основных пород образовались в условиях малых глубин — близповерхностных и гипабиссальных — в средне-верхнепалеозойское (или нижнемезозойское?) время, обнаруживая связь



с послескладчатой разрывной тектоникой. Степень дифференцированности разновозрастных комплексов незначительная, преобладают слабо дифференцированные и недифференцированные интрузивы. Породы комплексов довольно устойчивы по составу и структурно-текстурным особенностям. Наиболее типичной ассоциацией пород является основной плагиоклаз и клинопироксен, иногда оливин (в наиболее ранних по возрасту диабазовых порфиритах — железистый; в поздних долеритах — магнезиальный гилосидерит). Породы всех трех разновозрастных комплексов относятся к нормальному ряду, слабо насыщены или недосыщены кремнеземом, обычно бедны щелочами (при резком преобладании натрия над калием). Геохимическая специализация пород комплексов халькофильная, сидерофильная (титан, ванадий, галлий, кобальт, марганец, медь, никель, хром, свинец, цинк).

Породы разновозрастных комплексов обнаруживают, таким образом, черты родства, что позволяет объединить их в один петрогенетический базальтоидный ряд с присущим ему антидромным характером.

#### ВЗАИМООТНОШЕНИЕ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ДАЕК ОСНОВНЫХ ПОРОД И РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В Центральной Туве известно три ртутных месторождения — Терлигхайское, Арзакское и Торасаирское (Терлигхайский ртутно-рудный район), которые расположены в зонах наибольшего распространения даек основных пород, а рудные тела Торасаирского месторождения локализируются непосредственно в дайках.

В пределах Терлигхайского месторождения развиты среднедевонские силлы и дайки — апофизы оливин-пироксеновых и пироксеновых диабазовых порфириров, которые контролируются разрывными нарушениями северо-восточного простирания. Более поздние по времени формирования дайки габбро-диабазов отчетливо локализируются в разломах северо-западного направления, поперечного простирания силлов. Они являются полными аналогами дайковых габбро-диабазов верхнедевонского — нижнекарбонного (?) торгалыкского комплекса. Ртутное оруденение накладывается на разновозрастные интрузивные образования, в том числе дайковые габбро-диабазы. Последние содержат вкрапленность киновари и гидротермально изменены с образованием гидрослюд, каолинита, хлорита, карбоната и др. Рудные тела локализируются в разломах северо-западного направления, которые контролируют размещение даек габбро-диабазов.

На Торасаирском месторождении интрузивные образования представлены, так же как и на Терлигхайском, среднедевонскими силлами диабазовых порфириров, небольшим штокообразным телом среднечернистых габбро-диабазов и дайками мелкозернистых габбро-диабазов. Одна из таких даек — северо-западного направления, в которой локализируются рудные тела месторождения, пересекает упомянутые интрузивные породы. Рудные тела контролируются субмеридиональными разрывными нарушениями, которыми дайка габбро-диабазов смещена и разбита на отдельные блоки.

С целью выяснения поведения ртути в дайковых и силловых породах последние были проанализированы методом абсорбционного анализа в лаборатории рудных формаций ИГИГ СО АН СССР аналитиком Л. И. Гущиной (табл. 7). Исследования показали, что анализируемым породам свойственны кларковые содержания ртути (весовой кларк —  $9 \cdot 10^{-6}$  для основных пород, по А. П. Виноградову (1962)). Лишь в некоторых пробах силловых диабазовых порфириров и главным образом в дайковых габбро-диабазовых содержание ртути достигает  $n \cdot 10^{-4}$  —  $n \cdot 10^{-3}\%$ . Петрографическое изучение пород этих образцов показало, что они испытали интенсивный гидротермальный метаморфизм (хлоритизация, карбонатизация, об-

разование гидрослюд и др.). Известно также, что именно в этих дайковых габбро-диабазовых отмечается вкрапленность киновари. Для сравнения нами были проанализированы дайковые габбро-диабазы, развитые в бассейне р. Сев. Торгалык, где ртутная минерализация не проявилась. Так, в силловых и дайковых основных породах р. Сев. Торгалык обнаружены только кларковые содержания ртути ( $n \cdot 10^{-6}$ ).

Таким образом, в пределах Терлигхайского рудного района ртутное оруденение связано с магматическими проявлениями, в том числе и даек габбро-диабазов торгалыкского комплекса. Нижний предел возраста ртутного оруденения верхний девон — нижний карбон.

Учитывая тот факт, что базальтоидный магматизм проявился в Центральной Туве, в частности в Терлигхайском ртутно-рудном районе, и в более позднее время (верхнем палеозое или нижнем мезозое), есть основание полагать, что нижняя возрастная граница ртутного оруденения может быть и более высокой. Следовательно,

полученные нами данные свидетельствуют о постдевонском возрасте нижней границы ртутного оруденения Центральной Тувы и подтверждают представления тех исследователей, которые считают возраст ртутного оруденения Тувы позднечернозёмским или даже мезозойским.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Айдинян Н. Х. Определение малых количеств ртути в природных объектах. М., «Наука», 1960, с. 42—53. (Труды ИГЕМ, вып. 46).
- Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н., Крипенко А. П., Кутюлин В. А. Породообразующие пироксены. М., «Наука», 1971. 453 с.
- Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. М., Изд-во АН СССР, 1936. 205 с.
- Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. М., Госгеолтехиздат, 1960. 153 с.
- Иванова Т. П. Основные черты истории развития магматизма Тувы. — «Сов. геол.», 1959, сб. 11, с. 65—83.
- Крипенко А. П., Павлов А. Н. Магматические комплексы девонского прогиба Тувы. — В кн.: Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1963, с. 5—43. (Труды ИГИГ СО АН СССР, вып. 33).
- Крипенко А. П. Вопросы происхождения пород торгалыкского интрузивного комплекса Тувы. — В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М., «Наука», 1965, с. 65—83. (Труды ИГИГ СО АН СССР, т. 2).
- Кузнецов В. А. Месторождения ртути. — В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 2. «Недра», 1974, с. 274—318.
- Кузнецов В. А. Центрально-Азиатский пояс мезозойской тектоно-магматической активизации и ртутного оруденения. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI. М., «Наука», 1975, с. 190—200.

Таблица 7

Содержание ртути в основных породах, %

| Номер пробы                       | Ртуть               | Номер пробы              | Ртуть             |
|-----------------------------------|---------------------|--------------------------|-------------------|
| Терлигхайский ртутно-рудный район |                     | Бассейн р. Сев. Торгалык |                   |
| 998б                              | $1 \cdot 10^{-6}$   | 975д                     | $1 \cdot 10^{-6}$ |
| 998                               | $1 \cdot 10^{-3}$   | 975е                     | $1 \cdot 10^{-6}$ |
| 998в                              | $8 \cdot 10^{-6}$   | 976                      | $1 \cdot 10^{-6}$ |
| 962                               | $3 \cdot 10^{-4}$   | 977                      | $1 \cdot 10^{-6}$ |
| 963а                              | $1,5 \cdot 10^{-4}$ | 978                      | $1 \cdot 10^{-6}$ |
| 992в                              | $5 \cdot 10^{-5}$   | 980в                     | $1 \cdot 10^{-6}$ |
| 992г                              | $8 \cdot 10^{-4}$   | 981а                     | $8 \cdot 10^{-6}$ |
| 992ж                              | $8 \cdot 10^{-3}$   | 981б                     | $5 \cdot 10^{-6}$ |
| 994а                              | $1 \cdot 10^{-6}$   | 982г                     | $1 \cdot 10^{-6}$ |
| 994б                              | $1 \cdot 10^{-6}$   | 985                      | $3 \cdot 10^{-6}$ |
| 994г                              | $3 \cdot 10^{-6}$   | 987                      | $1 \cdot 10^{-6}$ |
| 995б                              | $1 \cdot 10^{-6}$   | 990в                     | $5 \cdot 10^{-6}$ |
| 995в                              | $1 \cdot 10^{-6}$   | 990д                     | $5 \cdot 10^{-6}$ |
| 993и                              | $2 \cdot 10^{-5}$   | 990е                     | $3 \cdot 10^{-6}$ |
| 993п                              | $2 \cdot 10^{-5}$   | 990ж                     | $4 \cdot 10^{-6}$ |
|                                   |                     | 988м                     | $1 \cdot 10^{-6}$ |

Примечание. 998, 998б, 998в — крупнозернистые оливин-пироксеновые диабазовые порфириды, VI участок, Терлигхайское месторождение; 962, 963а — пироксеновые габбро-диабазы, дайка, IV участок; 992в, 992г, 992ж — пироксеновые габбро-диабазы, дайка, II участок, Терлигхайское месторождение; 994а, 994б, 994г, 995б, 995в — диабазовые порфириды, дайки, верхний р. Тебек; 993и, 993п — оливин-пироксеновые диабазовые порфириды, силлы, над заводом Терлигхайское месторождение; 975д, 975е, 976, 977, 978, 980в, 981а, 981б, 982г, 985, 987, 990в, 990д, 990е, 990ж — габбро-диабазы, дайки, штоки, р. Сев. Торгалык; 988м — оливиновые долериты, дайка там же.



- Кузнецов В. А., Оболенский А. А. Проблема возраста ртутного оруденения Алтае-Саянской складчатой области. — «Геол. и геофиз.», 1969, № 5, с. 3—10.
- Лапин Б. Н. Геологическое строение Терлигхайского рудного поля (Тува) и вопрос возраста ртутного оруденения. — В кн.: Геология и генезис рудных месторождений юга Сибири. Новосибирск, «Наука» (в печати).
- Михалева Л. А., Скуридин В. А. Раннекаледонская формация батолитовых гранитов Горного Алтая и ее металлогенетические особенности. Новосибирск, «Наука», 1971. 273 с.
- Павлов А. Н. О различном генезисе эффузивовидных тел девонской вулканогенно-осадочной толщи Баянкольского района Центральной Тувы. — «Геол. и геофиз.», 1967, № 11, с. 121—126.
- Павлов А. Н. О возрасте ртутных месторождений Тувы. — В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл, 1969, с. 58—63.
- Павлов А. Н. Геологические условия образования и закономерности пространственного размещения ртутных месторождений и рудопоявлений Центральной Тувы. Автореф. канд. дис. Томск, 1971. 18 с.

В. И. СИНЯКОВ

### МЫШЬЯКОВИСТАЯ МЕДЬ И АЛЬГОДОНИТ ИЗ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГОРНОЙ ШОРИИ

Мышьяковистая медь и альгодонит — весьма редкие минералы, и находки их не в медных, а в железорудных месторождениях имеют большой минералогический и генетический интерес. Альгодонит в СССР встречен в заметных количествах лишь в Джезказганском медном месторождении (Сатпаева, 1958), и описание его нового месторождения весьма полезно. Нами эти минералы обнаружены в небольших кальцит-кварцевых жилах, секущих кварц-гематитовые руды в зоне известняковых брекчий в северной части Пыхтунского железорудного месторождения.

Пыхтунское месторождение, отнесенное нами к жильному типу месторождений магнетитовой манганосидеритовой формации, — наиболее крупное и интересное железорудное месторождение Тазского рудного узла в Тельбесском рудном поясе Горной Шории (Синяков, 1975). Оно расположено в толще нижнекембрийских известняков, в 700—800 м от контакта небольшого Мостокольского диоритового интрузива. Рудные тела представлены маломощными крутопадающими жиллообразными залежами, приуроченными к предрудным зонам дробления. Они сложены тонкозернистыми карбонатно-магнетитовыми рудами, обогащенными на верхних горизонтах сульфидами (пиритом, галени- том, сфалеритом и халькопиритом).

Мышьяковистая медь и альгодонит приурочены к участку молодой ( $D_{1-2}$ ) гидротермальной гематитовой и сульфидной (халькозин, борнит, теннантит) минерализации и являются самыми поздними гипогенными образованиями на месторождении. Минералы встречаются в кварцевых жилах в виде мелких (1—8 мм) выделений неправильной крючковатой формы. В свежем изломе они имеют латунино-розовый цвет и сильный металлический блеск. При долгом хранении на воздухе тускнеют и становятся серовато-черными. Минералы мягкие и ковкие. Полируются они хорошо, в шлифах имеют красновато-желтый, желтовато-ро-

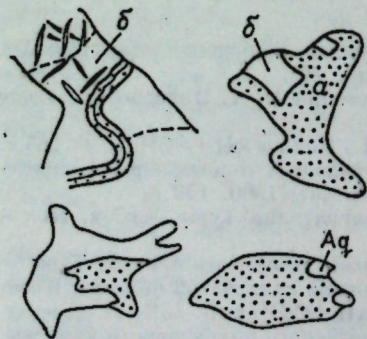


Рис. 1. Форма выделений мышьяковистой меди и альгодонита в кварце.

а — мышьяковистая медь, б — витнеит с вростками альгодонита, в — самородное серебро, х 50.

зовый цвет, более светлый, чем у самородной меди, но более желтый и розовый, чем у домейкита.

Микроскопическим изучением включений было установлено два компонента, каждый из которых может встречаться самостоятельно, образуя неправильной формы выделения, или давать совместные сростания (рис. 1). Компонент а имеет однородное строение. В отраженном свете он обладает характерным красноватым (медно-красным) цветом и наиболее высокой отражательной способностью. Это мышьяковистая медь. Компонент б имеет сложное строение. При большом увеличении с иммерсией и особенно при травлении зерен соляной кислотой в них выявляется тончайшая решетчатая структура, образованная прерывистыми пластинчатыми вростками в трех направлениях (фото 1). Вростки имеют веретенообразную форму с уменьшением ширины пластинок в местах пересечений. Крупные пластинчатые выделения напоминают форму листьев олеандра (структура «олеандровых листьев»). Пластинчатые вростки в отраженном свете голубовато-белого цвета, а на фоне основного кремово-белого минерала кажутся более серыми. Особенно хорошо это заметно в иммерсии. Минерал обладает очень слабой, заметной при нестрогих скрещенных николях анизотропностью.

Оптические свойства, данные рентгеноструктурного и химического анализов (табл. 1, 2) показывают, что это альгодонит ( $Cu_6As$ ), образующий в мышьяковистой меди с предельным содержанием мышьяка (витнеит) пластинчатые вростки (структура распада твердого раствора меди и мышьяка). Таким образом, мелкие зерна самородного металла, встреченные в виде вростков в кварце на месторождении Пыхтун, представлены тремя минералами: мышьяковистой медью с переменным содержанием мышьяка, витнеитом и альгодонитом. Внутри отдельных зерен мышьяковистой меди были обнаружены мелкие зернышки самородного серебра. В парагенезисе с минералами меди установлен гематит в виде мелких пластинок и в форме колломорфных агрегатов (фото 2).

В образцах мышьяковистой меди из Пыхтунского и Тайметского месторождений определены некоторые свойства меди в зависимости от содержания в ней мышьяка (см. табл. 1). Материал для анализа был отобран под бинокуляр.

Результаты измерения отражательной способности ( $R$ ) мышьяковистой меди с разным содержанием в ней мышьяка по эталону галенита в монохроматическом свете позволили построить кривые дисперсии  $R$ , характер которых закономерно меняется с изменением содержания мышьяка (рис. 2). В зеленой области спектра с увеличением количества мышьяка отражательная способность мышьяковистой меди растет, а в красной —

Таблица 1

Состав мышьяковистой меди (%), отражательная способность ( $R$ , %) и микротвердость ( $H$ , кг/мм<sup>2</sup>)

| Компонент | Месторождение |       |         |        |        |         |
|-----------|---------------|-------|---------|--------|--------|---------|
|           | Тайметское    |       |         | Пыхтун |        |         |
| Cu        | 92,10         | 89,55 | 92,20   | >11    | 4,2    | 87,50   |
| As        | 0,56          | 1,86  | 5,83    |        |        | 10,70   |
| Fe        | 2,03          | 2,66  | 1,40    |        |        | 0,20    |
| и. о.     | 5,15          | 5,30  | 0,25    |        |        | 2,00    |
| Сумма     | 99,84         | 99,37 | 99,68   | —      | —      | 100,40  |
| $R$       |               |       |         | —      | —      |         |
| зеленый   | 61,0          | —     | 67      | —      | 63,7   | 67,7    |
| оранжевый | 77,7          | —     | 72      | —      | 73,1   | 75,0    |
| красный   | 82,1          | —     | 74      | —      | 75,3   | 71,9    |
| $H$       | 91—94         | 88—94 | 123—135 | —      | 94—106 | 232—239 |

Примечание. Анализы 1, 2, 3, 5 выполнены в химлаборатории Сибирского металлургического института, г. Новокузнецк; анализы 4, 6 — в химлаборатории ЗСГУ.



Результаты рентгеноструктурного изучения мышьяковистой меди (Cu, As)

| hkl            | Медь |                | Мышьяковистая медь |                |    |                |    |                |    |                |   |                | (Cu, As)+альгодонит |                |      |                | Альгодонит |   |                |   |
|----------------|------|----------------|--------------------|----------------|----|----------------|----|----------------|----|----------------|---|----------------|---------------------|----------------|------|----------------|------------|---|----------------|---|
|                | I    | d <sub>α</sub> | 1                  |                | 2  |                | 5  |                | 3  |                | 8 |                | I                   | d <sub>α</sub> | I    | d <sub>α</sub> | hkl        | I | d <sub>α</sub> |   |
|                |      |                | I                  | d <sub>α</sub> | I  | d <sub>α</sub> | I  | d <sub>α</sub> | I  | d <sub>α</sub> | I | d <sub>α</sub> |                     |                |      |                |            |   |                | I |
| 411            | 9    | 2,0851         | 10                 | 2,08           | 10 | 2,09           | 10 | 2,092          | 10 | 2,09           | 1 | 2,48           | 4                   | 2,45           | 1010 | 3              | 2,25       |   |                |   |
|                |      |                |                    |                |    |                |    |                |    |                |   |                | 2                   | 2,24           | 0002 | 8              | 2,13       |   |                |   |
| 200            | 8    | 1,8060         | 9                  | 1,806          | 6  | 1,810          | 8  | 1,812          | 6  | 1,816          | 4 | 1,820          | 10                  | 1,979          | 1011 | 10             | 2,00       |   |                |   |
|                |      |                |                    |                |    |                |    |                |    |                |   |                | 1                   | 1,820          |      |                |            |   |                |   |
|                |      |                |                    |                |    |                |    |                |    |                |   |                | 4                   | 1,567          |      |                |            |   |                |   |
| 220            | 10   | 1,2762         | 9                  | 1,277          | 8  | 1,279          | 8  | 1,282          | 6  | 1,285          | 4 | 1,286          | 3                   | 1,538          | 1012 | 5              | 1,54       |   |                |   |
|                |      |                |                    |                |    |                |    |                |    |                |   |                | 2                   | 1,307          | 1120 | 5              | 1,30       |   |                |   |
|                |      |                |                    |                |    |                |    |                |    |                |   |                | 6                   | 1,287          | —    |                |            |   |                |   |
| 311            | 9    | 1,0887         | 8                  | 1,088          | 9  | 1,090          | 9  | 1,093          | 8  | 1,095          | 4 | 1,096          | 7                   | 1,188          | 1013 | 5              | 1,20       |   |                |   |
|                |      |                |                    |                |    |                |    |                |    |                |   |                | 8                   | 1,098          | 1122 | 5              | 1,105      |   |                |   |
| 222            | 5    | 1,0419         | 7                  | 1,042          | 7  | 1,044          | 7  | 1,047          | 7  | 1,048          | 3 | 1,051          | 1                   | 1,079          | 0004 | 2              | 1,080      |   |                |   |
|                |      |                |                    |                |    |                |    |                |    |                |   |                | 5                   | 1,055          |      |                |            |   |                |   |
| a <sub>0</sub> |      | 3,607          |                    | 3,609          |    | 3,615          |    | 3,625          |    | 3,631          |   | 3,640          |                     | 3,640          |      |                |            |   |                |   |

Примечание. 1—6—номера образцов; анализ проведен в рентгеноструктурной лаборатории ЗСГУ. Условия съемки: Fe—антикатода; 35kV; 11mA, экспозиция 3 и 30 мин. Диаметр камеры 57,3 мм, а образца 0,7 мм. Исправлено по снимку смеси с NaCl. Рентгенолог Б. Г. Эренбург. Параметр a<sub>0</sub> рассчитан по линиям 311, 220, 222.

уменьшается. В результате этого кривая дисперсии R для образца с содержанием 10,7% мышьяка имеет экстремум в оранжевой части спектра. Подобный характер изменения кривых дисперсии отражательной способности мышьяковистой меди полностью соответствует ее цвету.

Микротвердость мышьяковистой меди в сильной степени зависит от количества растворенного в ней мышьяка (см. табл. 1). При этом в пределах области гомогенности, вплоть до насыщения, микротвердость мышьяковистой меди увеличивается в соответствии с увеличением содержания в ней мышьяка, а при переходе в двухфазную область остается постоянной (рис. 3). Это давно уже используется в металлографии для определения границы перехода из однофазной в двухфазную область (Глазов, Вигдорович, 1962). В нашем случае это позволяет ориентировочно определить предел растворимости мышьяка в меди — он равен примерно 8% мышьяка.

Проведенные рентгеноструктурные исследования мышьяковистой меди показали, что в одних образцах присутствует только медь, тогда как в других (обр. 4,6) отмечен еще и альгодонит. В табл. 2 сопоставлены межплоскостные расстояния изученных образцов и справочные данные по меди и альгодониту. На графике (рис. 4), построенном по этим материалам с использованием экспериментальных данных по системе Cu—As, видно, что в однофазной области твердого раствора меди и мышьяка (Cu, As) параметр элементарной ячейки (a<sub>0</sub>) мышьяковистой меди увеличивается с возрастанием содержания мышьяка по линейному закону, в двухфазной же области ((Cu, As) + альгодонит) остается постоянным. Переход из одной фазовой области в другую происходит при содержании 7,8% мышьяка, что подтверждается экспериментальным изучением бинарной системы Cu—As (Hansen, 1958).

На основании изложенного можно заключить, что медь может растворять в условиях равновесия до 7,8% мышьяка, это предельное содержание характерно для минерала витненита<sup>1</sup>. Мышьяковистая медь, содержащая мышьяка в большем количестве, чем верхняя граница твердого раствора (Cu, As), содержит в структуре, помимо этой фазы, альгодонит, т. е. представляет собой смесь фаз (витненит + альгодонит). Таким образом, используя данные по отражательной способности, микротвердости и особенно результаты рентгеноструктурных исследований мышьяковистой меди, можно определить примерное содержание мышьяка в минерале.

Образование мышьяковистой меди и альгодонита в месторождении Пыхтун происходило в одну из последних стадий гидротермального процесса, по всей вероятности, за счет восстановления меди из растворов при окислении закисного железа, о чем свидетельствует ее парагенезис с гематитом. Для определения температурных условий минералообразования нами были использованы результаты изучения газовой-жидких включений в кварце и кальците. Включения эти овально-вытянутой или неправильной

<sup>1</sup> Мышьяковистой медью мы предлагаем называть медь с примесью мышьяка до 7,8%; витненитом — мышьяковистую медь с предельным содержанием мышьяка, содержащую альгодонит.

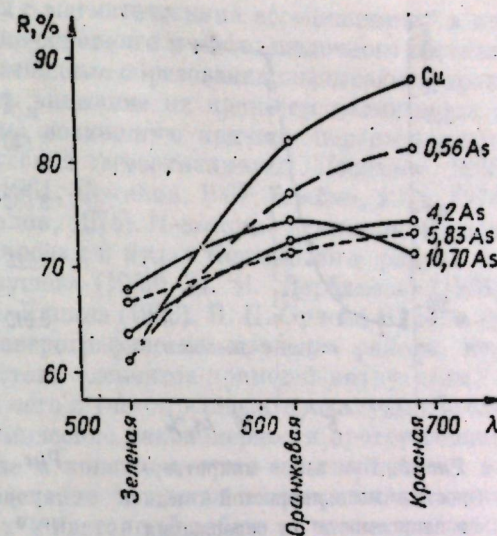


Рис. 2. Кривые дисперсии отражательной способности мышьяковистой меди.



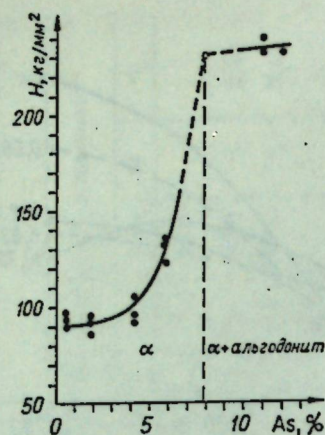


Рис. 3. Изменение микротвердости мышьяковистой меди в зависимости от содержания мышьяка:  $\alpha$  — твердый раствор мышьяковистой меди; альгодонит —  $\text{Cu}_6\text{As}$ .

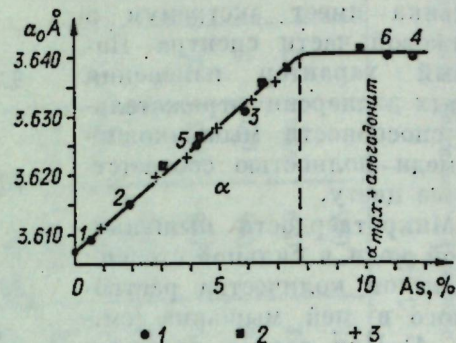


Рис. 4. Зависимость параметра элементарной ячейки ( $a_0$ , Å) мышьяковистой меди от содержания мышьяка:  $\alpha$  — твердый раствор мышьяковистой меди; альгодонит —  $\text{Cu}_6\text{As}$ .

1 — образцы Пыхтунского и Тайметского месторождений (см. табл. 1); 2, 3 — экспериментальные данные (Hansen, 1958).

формы, очень мелкие (0,003—0,006 мм), газовый пузырек в них занимает 10—30% объема, гомогенизируются в жидкую фазу, в одном случае — в газ. Гомогенизация включений происходила в температурном интервале 400—360—200°C, причем включения с температурой гомогенизации ниже 360° являются первично-вторичными. Приведенные данные позволяют сделать вывод, что мышьяковистая медь и альгодонит образовались при высокой температуре (400—360°C). Это первые данные, объективно характеризующие температурные условия гидротермального минералообразования витенита и альгодонита.

## ЛИТЕРАТУРА

- Глазов В. М., Вигдорович В. И. Микротвердость металлов. М., Металлургиздат, 1962. 224 с.  
Сатпаева Т. А. Минералогические особенности месторождений типа медистых песчаников. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958. 240 с.  
Синяков В. И. Формационные типы железорудных месторождений Тельбесского рудного пояса (Горная Шория). Новосибирск, «Наука», 1975. 193 с.  
Hansen M. Constitution of binary Alloys. New-York — Toronto, London, 1958.

И. Н. МАЛИКОВА, Л. В. АЛАБИН

## ОСНОВНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТЕНДЕНЦИИ РАЗВИТИЯ КОНДОМСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (Горная Шория)

Кондомский район — один из крупнейших железорудных районов Горной Шории и всей Алтае-Саянской области. Кроме того, в районе известны проявления редкометальной и другой минерализации (Pb, Zn, Au, Sb, Co). Район расположен в эвгеосинклинальной зоне, характеризующейся преобладающим развитием вулканических пород андезито-базальтового состава, а также сиенитов и гранитов. Развитие магматизма и образование рудных месторождений в нем происходило на основе слабодифференцированной коры по типу близкой к океанической, что и позволяет выделить его как фемическую структурно-металлогеническую зону (Кузнецов В. А., 1963; Кузнецов В. А. и др., 1966). Замечено, что месторождения

в подобных зонах обычно связаны с магматическими ассоциациями, в которых присутствуют породы средне-основного и кислото-щелочного состава, тогда как малококонтрастные базальтоидные образования оказываются практически безрудными. Обращалось внимание на процессы палингенеза и магматического замещения как на возможную причину перераспределения вещества в Кузнецко-Алатаусской эвгеосинклинали (Поспелов, 1955; Ильенко, 1960, 1970; Щербаков, 1961; Поляков, 1967; Алабин, 1971, 1974; Корель, 1973; Чистяков, 1971; Орлов, 1974). Некоторые данные по распределению элементов-примесей в породах и рудах Кондомского района содержатся в работах В. А. Вахрушева (1959), И. В. Дербинова (1961), Г. М. Ивановой (1966, 1969), С. С. Лапина (1973), В. П. Орлова (1974) и др.

Нами проводилось геолого-петрографическое изучение района, изучение химического состава и состава элементов-примесей интрузивных и вмещающих пород, на основании чего с учетом данных предыдущих исследований показаны общие геохимические закономерности прогрессивного этапа магмообразования, которые в конечном итоге определяют металлогению района. Перераспределение вещества на регрессивном этапе при постмагматических процессах в настоящей работе не рассматривается.

Железорудные месторождения Кондомского района размещаются в отложениях среднего кембрия, развитых в зоне Ташелгино-Кондомской ветви Алтае-Кузнецкого глубинного разлома древнего заложения, выделенного В. А. Кузнецовым (1954, 1963). Они представлены в основном андезито-базальтами с подчиненным количеством субщелочных вулканитов, терригенных пород и известняков. С угловым несогласием кембрийские породы перекрываются отложениями нижнего ордовика с галькой магнетита и сиенитов в базальном конгломерате.

По геофизическим данным, Кондомский железорудный район располагается в надинтрузивной зоне крупного гранитоидного плутона с кровлей на глубине 1,5—2 км, который в виде нескольких гранитных и сиенитовых массивов разного возраста выходит на поверхность эрозийного среза (Сучков и др., 1974). Ввиду активизации, неоднократно проявляющейся вдоль глубинного разлома, данные абсолютного возраста магматических пород не вполне надежны. Геологические наблюдения позволяют установить относительную возрастную последовательность их формирования: сиениты и скарново-магнетитовые тела рассекаются гранитами Сарлыкского массива, граниты Мустагского плутона контактово метаморфизуют отложения ордовика, хотя среди них возможны и более древние гранитоиды.

Гранитоиды Нижнекаменушинского и Малокаменушинского массивов по облику, петрографическим особенностям, насыщенности ксенолитами напоминают гранитоиды синорогенного лебедского комплекса, наблюдающиеся к югу от Кондомского района и относящиеся к формации гранитоидных батолитов пестрого состава (Кузнецов Ю. А. и др., 1971).

Образование сиенитов и гранитов в районе сопровождалось глубокими изменениями вмещающих пород. Породы андезито-базальтового состава претерпели в зоне глубинного разлома интенсивный динамотермальный метаморфизм и превращены в зеленые сланцы. Их первичный минеральный состав изменен, и в настоящее время главными слагающими их минералами являются серицит, хлорит, эпидот, карбонаты. Первичные темноцветные минералы, пироксен и роговая обманка полностью разложены или сохранились лишь в виде реликтов. Основная масса пород обычно тонкозернистая, рассланцованная, иногда с реликтами микролитового строения. Особенно широко рассланцованные породы представлены на Таштагольском и Кочурином месторождениях. Характерные свилевые текстуры здесь сочетаются с линзовидно-параллельными. Регионально метаморфизованные породы содержат часто значительные количества рудных компонентов, главным образом магнетита и гематита. Обычно рудные минералы мелко- и тонкозернистые и приурочены к хлориту и его границам с карбонатными



скоплениями. Видимо, значительная часть рудных минералов в расслаиваемых породах возникла в результате замещения высокотемпературных железистых силикатных минералов главным образом хлоритом. При этом железо переходит в хлорит и окислы.

Важно подчеркнуть, что положение пород Кондомского района в зоне долгоживущего разлома обусловило длительное протекание динамотермальных процессов с неоднократной их активизацией. Прежде всего это относится к расслаиванию, которое характерно для начального этапа метаморфизма, но местами отмечается и на этапе образования сиенитизированных пород и сиенитов, фиксируясь линзовидным реликтовым хлоритовым материалом, свиями серицита и полевошпатовыми линзами. Можно полагать, что на разных этапах метаморфизма вмещающих пород их положение в зоне разлома, служащего активным флюидопроводником, обеспечивало поступление флюидов, способствовавших перекристаллизации и дифференциации вещества (Кузнецов Ю. А., Изох, 1969).

Поступающие в зону разлома флюиды, несущие с собой легко подвижные компоненты и тепло, были причиной перекристаллизации вмещающих пород, предшествующей образованию сиенитов и гранитоидов. Изменение носит направленный прогрессивный характер. Расслаиваемые тонкозернистые породы карбонат-эпидот-серицит-хлоритового состава переходят в более массивные, часто порфировые и порфиритовые породы с гранобластовой структурой, в которых характерны полевые шпаты, преимущественно плагиоклаз, роговая обманка и биотит. Увеличивается степень их зернистости. Начальная стадия преобразований — укрупнение размеров зерен породообразующих минералов, полевошпатовых линз, разрыв свилевых серицитовых агрегатов и их постепенное исчезновение. Далее за счет хлорита образуются мелкие ветвистые тонкочешуйчатые скопления биотитоподобного минерала. При дальнейшей перекристаллизации возникают мелкие таблички типичного бурого биотита.

В породах, обогащенных кальцием, среди новообразованных темноцветных минералов преобладает роговая обманка. Она обычно замещается биотитом на более поздних стадиях процесса, видимо, в связи с усилением привноса калия. Роговая обманка образуется за счет хлорита в виде незавершенных метакристаллов. Конечным результатом являются породы типа роговообманково-плагиоклазовых, хотя распространены и породы хлорит-биотит-роговообманково-полевошпатового состава. Иногда выделения роговой обманки располагаются согласно со сланцеватостью пород и частично разлинзованы. Кристаллы роговой обманки, замещенные биотитом, наблюдаются в некоторых сиенитах (Кочуринский массив), где они, возможно, имеют такое же происхождение. В редких случаях реликты биотит-роговообманково-плагиоклазовой стадии перекристаллизации пород фиксируются в сиенитах в виде ксенолитов.

Образование хлорит-биотит-полевошпатовых и роговообманково-плагиоклазовых пород сочетается в участках, прилегающих к сиенитам, с возникновением пород с роговикоподобными структурами до типичных мозаичных в биотит-полевошпатовых и биотит-роговообманково-полевошпатовых роговиках.

Сохранение в породах начальных стадий перекристаллизации большого количества карбонатных скоплений и хлорита, фиксирующих по своим границам рудное вещество, препятствует его высвобождению. Частично отмечен переход рудного вещества из окисной формы в силикатную (роговая обманка, биотит). Уменьшение количества силикатных железосодержащих минералов резко выражено при образовании собственно сиенитов и далее гранитов, что приводит к высвобождению особенно значительных количеств железа.

Образованию гранитов предшествовало формирование ореолов роговиков биотит-роговообманково-полевошпатового, иногда пироксен-полевошпатового состава с типичными мозаичными структурами. Рудные ми-

Таблица 1

Средние химические составы пород Кондомского района, вес. %

| Породы                                              | Количество<br>анализов | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO           | CaO   | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | ΣFeO  | FeO<br>FeO+MgO | FeO<br>FeO+MgO |
|-----------------------------------------------------|------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|---------------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------|----------------|----------------|
| Андезит-базальты . . . . .                          | 36                     | 47,64            | 0,84             | 16,85                          | 5,39                           | 6,20 | 0,25 | 4,10<br>(49)* | 7,66  | 3,33<br>(49)      | 2,99<br>(49)     | 0,53                          | 11,44 | 0,61           | 0,87           |
| Серицит-хлоритовые сланцы . . . . .                 | 6                      | 50,56            | 0,70             | 20,18                          | 5,79                           | 2,95 | 0,19 | 2,26<br>(19)  | 4,14  | 2,64<br>(19)      | 2,17<br>(19)     | 0,38                          | 8,58  | 0,57           | 1,96           |
| Хлорит-биотит-полевошпатовые                        | 15                     | 54,17            | 0,56             | 17,52                          | 2,87                           | 4,67 | 0,12 | 2,66<br>(20)  | 4,47  | 3,79<br>(20)      | 4,06<br>(20)     | 0,36                          | 7,46  | 0,64           | 0,61           |
| Роговообманково-плагиоклазовые                      | 14                     | 54,21            | 0,98             | 16,51                          | 3,17                           | 5,36 | 0,18 | 3,56<br>(31)  | 6,35  | 3,97<br>(31)      | 2,82<br>(31)     | 0,29                          | 8,44  | 0,60           | 0,59           |
| Габброиды . . . . .                                 | 17                     | 47,94            | 0,94             | 13,75                          | 3,54                           | 6,44 | 0,29 | 7,70<br>(23)  | 11,81 | 2,41<br>(23)      | 1,08<br>(23)     | 0,29                          | 9,88  | 0,44           | 0,55           |
| Роговики . . . . .                                  | 18                     | 54,25            | 0,63             | 17,19                          | 3,02                           | 4,46 | 0,26 | 2,63<br>(32)  | 6,94  | 3,08<br>(32)      | 4,04<br>(32)     | 0,35                          | 7,39  | 0,63           | 0,68           |
| Сиенитизированные . . . . .                         | 25                     | 56,40            | 0,40             | 17,98                          | 3,26                           | 2,80 | 0,20 | 1,36<br>(44)  | 4,16  | 3,07<br>(44)      | 7,32<br>(44)     | 0,27                          | 5,99  | 0,67           | 1,17           |
| Микросиениты . . . . .                              | 9                      | 59,06            | 0,39             | 18,72                          | 1,39                           | 1,92 | 0,18 | 1,36<br>(13)  | 2,05  | 3,68<br>(12)      | 6,53<br>(12)     | 0,14                          | 3,27  | 0,59           | 0,72           |
| Сиениты . . . . .                                   | 33                     | 61,88            | 0,27             | 17,04                          | 1,69                           | 2,22 | 0,18 | 0,79<br>(66)  | 2,45  | 4,71<br>(64)      | 5,86<br>(64)     | 0,13                          | 3,86  | 0,74           | 0,76           |
| Плагиограниты Иенского массива                      | 5                      | 71,01            | 0,28             | 14,45                          | 0,67                           | 2,12 | 0,05 | 0,83<br>(25)  | 1,44  | 4,69<br>(25)      | 3,84<br>(25)     | 0,08                          | 2,77  | 0,72           | 0,32           |
| Биотитовые граниты Сарынского<br>массива . . . . .  | 19                     | 71,93            | 0,25             | 14,19                          | 1,07                           | 1,25 | 0,08 | 0,38<br>(26)  | 1,14  | 4,01<br>(26)      | 4,64<br>(26)     | 0,11<br>(6)                   | 2,29  | 0,77           | 0,86           |
| Биотитовые граниты Мустагского<br>массива . . . . . | 22                     | 75,33            | 0,17             | 13,35                          | 0,67                           | 1,11 | 0,04 | 0,46<br>(43)  | 0,52  | 3,97<br>(46)      | 4,29<br>(46)     | 0,03                          | 1,76  | 0,87           | 0,60           |

\* Здесь и далее в скобках — количество выполненных анализов.



| Породы                                                   | Количество анализов | Cr           | Co           | Ni           | V           | Sr          | Ba           | Pb        | Zn         | Zr          |
|----------------------------------------------------------|---------------------|--------------|--------------|--------------|-------------|-------------|--------------|-----------|------------|-------------|
| Андезит-базальты                                         | 46                  | 8,9          | 20,8<br>(38) | 11,3         | 135         | 740<br>(21) | 590          | 11        | 90         | 79<br>(46)  |
| Серпент-хлоритовые сланцы                                | 42                  | 6,2<br>(39)  | 1,13<br>(41) | 7,3          | 82          | 350<br>(36) | 500          | 4,8       | 53         | 66          |
| Хлорит-биотит-полевошпатовые                             | 19                  | 2,1          | 11,8<br>(17) | 5,0          | 94          | 500<br>(7)  | 740          | 8         | 68         | 65,5        |
| Роговообманково-плагноклазовые                           | 31                  | 32,1<br>(36) | 12,7<br>(27) | 11,1<br>(32) | 74,6        | 400<br>(26) | 360<br>(33)  | 9         | 48         | 62,2        |
| Габброиды . . . .                                        | 18                  | 118,3        | 17,3<br>(17) | 26,9         | 76          | 390         | 100          | 1         | 48         | 36,6        |
| Биотит-роговообманково-полевошпатовые роговики . . . . . | 49                  | 4,8          | 8,9<br>(45)  | 3,8          | 72<br>(50)  | 500<br>(37) | 780<br>(50)  | 10        | 39         | 84          |
| Спелитизированные                                        | 26                  | 1,6          | 10,1<br>(18) | 1,5          | 80          | 540<br>(17) | 1400         | 12        | 51         | 74          |
| Спелитизированные роговики . .                           | 18                  | 6,3          | 6,7<br>(14)  | 2,2          | 53          | 540<br>(11) | 1400<br>(17) | 19        | 60         | 100         |
| Микроспелит-порфиры . . . . .                            | 14                  | 2,5          | 5,2<br>(12)  | 1,6          | 53,8        | 650<br>(6)  | 850<br>(13)  | 7         | 29<br>(13) | 81          |
| Спелиты . . . . .                                        | 75                  | 4,1          | 5,0<br>(59)  | 0,8<br>(76)  | 32,7        | 490<br>(45) | 720<br>(76)  | 9<br>(76) | 20<br>(76) | 109<br>(76) |
| Плагнограниты Иенского массива                           | 23                  | 5,7          | 5,9          | 5,1          | 44          | 440<br>(24) | 360          | 24        | 34         | 159         |
| Биотитовые граниты Сарлыкского массива . . . . .         | 12                  | 5,0          | 3,0<br>(10)  | 0,3          | 46,6        | 250         | 318          | 25        | 10         | 101         |
| Биотитовые граниты Мустагского массива . . . . .         | 37                  | 2,3          | 1,7          | 1,1          | 5,5<br>(35) | 120         | 310          | 30        | 40         | 113         |
| Гранодиориты Нижне-Каменушского массива                  | 3                   | 5,0          | 10,0         | 9,0          | 66,7        | 370         | 530          | 15        | 10         | 110         |

Примечание. Количественный спектральный анализ на Co, Cr, Ni, V, Be, Zr выполнен (ИГИГ СО АН СССР); Bi, Rb, Cs определены атомно-адсорбционным методом И. Ю. Иванченко В. И. Симоновой (ИГИГ); Ta, Nb, F — химическим методом (А. В. Сухаренко, П. П. Сердюкова,

пералы распределены в роговиках неравномерно, что обусловлено неравномерным выносом железа из контактовой зоны на регрессивном этапе и отчасти наложением.

В участках Кондомской зоны, прилегающих к Мустагскому и Малокаменушскому гранитным массивам, гранитообразование проходило при повышенных температурах, что привело к формированию диоритоподобных пород роговообманково-, пироксен-плагноклазового состава и пород гибридного облика. Гибридные породы обнаружены непосредственно вблизи зоны гранитообразования. В них наблюдаются округлые пятна — ксенолиты диоритового состава, промежутки между которыми заполнены более лейкократовой и крупнозернистой массой кварц-спелит-диоритового и гранодиоритового состава, реже образованиями типа игольчатых диоритов. С увеличением количества кварца породы теряют пятнистый облик и переходят в плагнограниты, с удалением от контакта

| Be          | Ta          | Nb           | Li           | Rb            | Cs          | B            | F            | Nb/Ta      | K/Rb | Zn/Pb | Ng/Li | Sr/Ba | K/Ba  | Ca/Sr |
|-------------|-------------|--------------|--------------|---------------|-------------|--------------|--------------|------------|------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 0,9<br>(15) | 0,4<br>(9)  | 57,9<br>(9)  | 15,0<br>(15) | 45,6<br>(15)  | 4,0<br>(9)  | 26,3<br>(11) | 1100<br>(12) | 145<br>(9) | 509  | 8,2   | 1627  | 1,25  | 39,3  | 73,9  |
| 1,3<br>(54) | 0,9<br>(3)  | 39,4<br>(3)  | 22,0<br>(13) | 67,1<br>(13)  | 3,2<br>(13) | 75,0<br>(3)  | 1200<br>(3)  | 44,8       | 268  | 11,0  | 618   | 0,70  | 36,0  | 84,6  |
| 1,2<br>(21) | 0,5<br>(2)  | 41,3<br>(2)  | 10,6<br>(5)  | 70,0<br>(5)   | 2,1<br>(4)  | 30,5<br>(2)  | 1400<br>(2)  | 89,8       | 483  | 8,5   | 1528  | 0,68  | 45,7  | 63,8  |
| 1,3<br>(48) | 0,2<br>(2)  | 59,2<br>(2)  | 18,0<br>(17) | 62,0<br>(17)  | 3,2<br>(17) | 24,5<br>(2)  | 2100<br>(2)  | 246,5      | 377  | 5,3   | 1194  | 1,11  | 65,0  | 113,5 |
| 0,7<br>(24) |             |              | 27,0<br>(6)  | 25,0<br>(6)   | 0,4<br>(6)  |              |              |            | 360  |       | 1718  | 3,90  | 90,0  | 216,4 |
| 1,1<br>(38) | 1,5<br>(7)  | 22,3<br>(7)  | 18,5<br>(15) | 79,6<br>(15)  | 5,3<br>(12) | 31,4<br>(7)  | 1600<br>(7)  | 15,4       | 428  | 3,9   | 865   | 0,64  | 43,7  | 99,2  |
| 1,4<br>(33) | 1,1<br>(5)  | 22,1<br>(5)  | 6,2<br>(11)  | 105,0<br>(11) | 3,9<br>(8)  | 35,6<br>(5)  | 1100<br>(5)  | 19,4       | 487  | 4,3   | 1355  | 0,39  | 36,5  | 53,5  |
| 1,5<br>(20) | 1,2<br>(6)  | 19,9<br>(6)  | 5,0<br>(8)   | 119,0<br>(8)  | 5,0<br>(8)  | 29,0<br>(6)  | 600<br>(6)   | 16,3       | 542  | 3,2   | 1560  | 0,39  | 46,1  | 57,2  |
| 1,4<br>(15) | 0,5<br>(3)  | 20,3<br>(3)  | 9,2<br>(5)   | 105,0<br>(5)  | <5,0<br>(5) | 72,0<br>(3)  | 1700<br>(3)  | 41,4       | 516  | 4,1   | 891   | 0,77  | 63,8  | 22,5  |
| 1,9<br>(92) | 0,5<br>(18) | 13,9<br>(18) | 6,2<br>(34)  | 92,3<br>(33)  | 2,4<br>(30) | 31,6<br>(15) | 1100<br>(16) | 27,3       | 526  | 2,2   | 774   | 0,68  | 67,5  | 35,7  |
| 1,9<br>(42) | 0,5<br>(2)  | 9,0<br>(2)   | 18,3<br>(19) | 92,0<br>(19)  | 7,8<br>(20) |              |              | 17,2       | 347  | 1,4   | 273   | 1,22  | 88,6  | 23,4  |
| 2,6<br>(17) | 2,4<br>(5)  | 28,7<br>(5)  | 52,0<br>(7)  | 130,6<br>(7)  | 4,4<br>(6)  | 15,0<br>(1)  | 1100<br>(1)  | 12,1       | 295  | 0,4   | 44    | 0,79  | 121,1 | 32,4  |
| 2,4<br>(60) | 0,3<br>(9)  | 4,4<br>(9)   | 35,5<br>(23) | 135,9<br>(24) | 8,0<br>(24) |              |              | 16,2       | 259  | 1,3   | 28    | 0,39  | 113,5 | 30,8  |
| 1,8         | 0,3         | 13,1         | 35,3         | 70,0          | 5,1         |              |              | 52,2       | 401  | 0,7   | 300   | 0,70  | 53,0  |       |

Е. М. Дороховой (СНИИГТИМС); полуколичественный спектральный анализ — Н. А. Яковлевой (ИГИГ); Ba, Sr, Zn, Be, B — количественным спектральным методом аналитиками Г. В. Еремеевой, ИГИГ).

сменяющиеся роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гранитами.

Образования регрессивного послемагматического этапа представлены пироксен-гранатовыми, гранат-магнетитовыми скариами, скаполитовыми породами, а также интенсивной эпидотизацией, актинолитизацией, серпентизацией, карбонатизацией. С регрессивным этапом связано отложение промышленных магнетитовых руд.

Таким образом, «общий порядок геологических событий» в Кондомском железорудном районе соответствует процессу палингенного рождения и эволюции спелитовой и гранитной магмы, по представлению Ф. Н. Шахова (1960, с. 148): «региональный метаморфизм (расслаивание, перекристаллизация, метасоматоз) — контактовый метаморфизм (перекристаллизация, метасоматоз, роговики) — зоны гибридных магм — гранитные магмы — ритмическая (пульсационная) кристаллизация и уход летучих — застывание плутона».



Сравнение средних химических составов и содержаний элементов примесей в

| Породы                                   |                                   | Вес, %    |           |           |          |           |           |          |          |          |
|------------------------------------------|-----------------------------------|-----------|-----------|-----------|----------|-----------|-----------|----------|----------|----------|
|                                          |                                   | Si        | Ti        | Al        | Fe       | Mn        | Mg        | Ca       | Na       | K        |
| По К. Турекьяну и<br>К. Вегенполю (1961) | Базальты. . . . .                 | 23,0      | 1,38      | 7,8       | 8,65     | 0,15      | 4,6       | 7,6      | 1,8      | 0,83     |
|                                          | Сиеениты                          | 29,1      | 0,35      | 8,8       | 3,67     | 0,085     | 0,58      | 1,8      | 4,04     | 4,8      |
|                                          | Граниты, бедные<br>Са             | 34,7      | 0,12      | 7,2       | 1,42     | 0,039     | 0,16      | 0,51     | 2,58     | 4,2      |
|                                          | Граниты, богатые<br>Са . . . . .  | 31,4      | 0,34      | 8,2       | 2,96     | 0,054     | 0,94      | 2,53     | 2,84     | 2,52     |
| По нашим данным                          | Андезит-базальты                  | 22,3      | —<br>0,50 | +<br>8,9  | +<br>9,4 | +<br>0,27 | —<br>2,5  | —<br>5,5 | +<br>2,5 | +<br>2,4 |
|                                          | Серицит-хлорито-<br>вые сланцы    | 23,6      | —<br>0,42 | +<br>10,7 | —<br>7,2 | —<br>0,14 | —<br>1,3  | —<br>3,0 | —<br>2,0 | +<br>1,8 |
|                                          | Сиеениты                          | 28,9      | —<br>0,16 | —<br>9,0  | —<br>3,2 | —<br>0,14 | —<br>0,5  | —<br>1,8 | —<br>3,5 | —<br>4,9 |
|                                          | Иенские граниты                   | —<br>33,2 | +<br>0,17 | +<br>7,7  | +<br>2,2 | +<br>0,04 | +<br>0,5  | +<br>1,0 | +<br>3,5 | —<br>3,2 |
|                                          | Сарлыкские гра-<br>ниты . . . . . | —<br>33,6 | +<br>0,15 | +<br>7,5  | +<br>1,9 | +<br>0,06 | +<br>0,23 | +<br>0,8 | +<br>3,0 | —<br>3,9 |
|                                          | Мустагские грани-<br>ты . . . . . | +<br>35,2 | —<br>0,10 | —<br>7,1  | —<br>1,4 | —<br>0,03 | —<br>0,10 | —<br>0,4 | —<br>2,9 | —<br>3,6 |
|                                          | Каменушинские<br>гранитоиды       |           |           |           |          |           |           |          |          |          |

Примечание. Знак «плюс» — повышение, минус — понижение по сравнению с кларковыми

Ниже рассматривается поведение важнейших элементов и элементов-примесей в этих процессах (табл. 1, 2). Для подсчета средних химических составов пород по группам, существенно важным при рассмотрении процесса формирования сиеенитондов и гранитондов, частично использованы результаты полных силикатных анализов ЗСГУ (см. табл. 1).

Состав вулканогенных пород Кондомского района отвечает ряду от базальтов до андезитов (Белоусов и др., 1969). Средний химический состав их близок к составу базальтов геосинклиналей, приведенному А. Б. Роном и А. А. Ярошевским (1967) по Р. Дэли. Отличие состоит в несколько большем содержании в них алюминия и калия и меньшем — кремния, магния, кальция и титана. Те же особенности их обнаруживаются и при сравнении с толентовыми слабодифференцированными базальтами метаморфизованных эвгеосинклинальных толщ, по данным Н. Л. Добрецова (1975), и континентальной оливин-базальтовой формации, по данным В. А. Кутолина (1969).

Средние химические составы андезито-базальтов, сланцев, сиеенитов и гранитов Кондомского района сравнивались с данными по содержанию элементов в породах этих типов по К. Турекьяну и К. Ведеполу (Turekian, Wedepohl, 1964) (табл. 3). Кондомские андезито-базальты отличаются большими содержаниями алюминия, железа, марганца, натрия и калия и меньшими — титана, магния и кальция по сравнению с кларковыми. Наблюдающиеся различия в значительной степени могут быть результатом перекристаллизации и сиеенитизации, в той или иной степени затрагивающих обычно андезито-базальты, от чего не удастся полностью избавиться при подборе материала для анализа. В рассланцованных их разностях увеличиваются количества калия и алюминия и уменьшаются

Таблица 3  
породах Кондомского района с кларковыми (по Турекьяну и Ведеполу, 1961)

| г/т  |      |      |      |     |      |     |     |     |     |     |      |      |       |     |      |      |
|------|------|------|------|-----|------|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|-------|-----|------|------|
| Cr   | Co   | Ni   | V    | Sr  | Ba   | Pb  | Zn  | Zr  | Be  | Fa  | Nb   | Li   | Rb    | Cs  | B    | P    |
| 170  | 48   | 130  | 250  | 465 | 330  | 6   | 111 | 140 | 1   | 1,1 | 19   | 17   | 30    | 1,1 | 5    | 400  |
| 2    | 1    | 4    | 30   | 200 | 1600 | 12  | 130 | 500 | 1   | 2,1 | 35   | 28   | 110   | 0,6 | 9    | 1200 |
| 4,1  | 1    | 4,5  | 44   | 100 | 840  | 19  | 39  | 175 | 3   | 4,4 | 21   | 40   | 170   | 4   | 10   | 850  |
| 22,0 | 7    | 15   | 88   | 440 | 420  | 15  | 60  | 140 | 2   | 3,6 | 20   | 24   | 110   | 2   | 9    | 520  |
| 8,9  | 20,8 | 11,3 | 135  | 740 | 590  | 11  | 90  | 79  | 0,9 | 0,4 | 57,9 | 15   | 45,6  | 4   | 26,3 | 1100 |
| 6,2  | 11,3 | 7,3  | 82   | 350 | 500  | 4,8 | 53  | 66  | 1,3 | 0,9 | 39,4 | 22   | 67,1  | 3,2 | 75,0 | 1200 |
| 4,1  | 5,0  | 0,8  | 32,7 | 490 | 720  | 9   | 20  | 109 | 1,9 | 0,5 | 13,9 | 6,2  | 92,3  | 2,4 | 31,6 | 1100 |
| 5,7  | 5,9  | 5,1  | 44   | 440 | 360  | 24  | 34  | 159 | 1,9 | 0,5 | 9,0  | 18,3 | 92,0  | 7,8 |      |      |
| 5,0  | 3,0  | 0,3  | 46,6 | 250 | 318  | 25  | 10  | 101 | 2,6 | 2,4 | 28,7 | 52,0 | 130,6 | 4,4 | 15   | 1100 |
| 2,3  | 1,7  | 1,1  | 5,5  | 120 | 310  | 30  | 40  | 113 | 2,4 | 0,3 | 4,4  | 35,5 | 135,9 | 8   |      |      |
| 5,0  | 10,0 | 9,0  | 66,7 | 370 | 530  | 15  | 10  | 110 | 1,8 | 0,3 | 13,1 | 35,3 | 70,0  | 5,1 |      |      |

значениями.

содержания титана, железа, магния и кальция по сравнению с кларковыми для пород базальтового состава. При сопоставлении этих рассланцованных разностей с наименее измененными андезито-базальтами района обнаруживается уменьшение содержания главным образом двухвалентных катионов (Fe, Ca, Mg, Mn) при увеличении суммы кремния и алюминия. Сиеениты Кондомского района по среднему составу близки к составу, приведенному К. Турекьяном и К. Ведеполем (Turekian, Wedepohl, 1961) (см. табл. 3).

Все граниты района попадают в группу бедных кальцием. Химические составы гранитов Иенского и Сарлыкского массивов во многом сходны: в них повышены содержания титана, железа, магния, натрия, кальция относительно кларковых. Граниты Сарлыкского массива более близки к среднему граниту земной коры (Ронов, Ярошевский, 1967), гранитоиды Мустагского массива более аляскитовые.

Сравнение средних составов сиеенитов и гранитов с составом исходных андезито-базальтов показывает увеличение в них содержания щелочей и кремния и вынос главной массы всех феррических компонентов. Расчет изменения содержаний Si, K и Na при палингенном образовании сиеенитов и гранитов, произведенный только по уменьшению объема при выносе, дает более низкие содержания Si, K и отчасти Na по сравнению с фактическими данными. Это свидетельствует о необходимости их привноса.

Нами проведен подсчет баланса вещества для процесса образования сиеенитов и сарлыкских гранитов за счет андезито-базальтов с учетом изменения объема по методу, описанному в работе В. В. Потапова и И. Н. Маликовой (1974) (табл. 4). Образование сиеенитов и гранитов палингенным путем за счет пород андезито-базальтового состава возможно только



Баланс вещества в процессе образования сиенитов и гранитов Кондомского района

| Породы  | Привнос      |                                 |           |           | Вынос                           |           |           |           |
|---------|--------------|---------------------------------|-----------|-----------|---------------------------------|-----------|-----------|-----------|
|         | Si           | K                               | Na        | Ti        | Fe                              | Mg        | Ca        |           |
| Сиениты | Об. %        |                                 |           |           |                                 |           |           |           |
|         | $\Delta c_1$ | 7,20—10,55                      | 7,76—9,28 | 2,72—3,71 | 0,14—0,16                       | 1,44—1,62 | 2,34—2,64 | 4,74—5,50 |
|         | $\Sigma v$   | 17,68—23,54 ( $\bar{x}=20,61$ ) |           |           | 8,66—9,92 ( $\bar{x}=9,20$ )    |           |           |           |
|         | $\Delta v$   | 14,32                           |           |           |                                 |           |           |           |
| Граниты | $\Delta c_1$ | 11,13—15,62                     | 3,96—5,36 | 0,84—1,78 | 0,13—0,16                       | 1,81—2,13 | 2,64—3,03 | 6,04—7,06 |
|         | $\Sigma v$   | 15,93—22,76 ( $\bar{x}=19,34$ ) |           |           | 10,62—12,38 ( $\bar{x}=11,50$ ) |           |           |           |
|         | $\Delta v$   | 7,81                            |           |           |                                 |           |           |           |
|         |              | Вес. %                          |           |           |                                 |           |           |           |
| Сиениты | $\Delta c_2$ | 6,28—9,21                       | 2,50—2,99 | 0,99—1,35 | 0,24—0,27                       | 4,24—4,77 | 1,52—1,72 | 2,75—3,19 |
|         | $\Sigma p$   | 9,77—13,55 ( $\bar{x}=11,66$ )  |           |           | 8,75—9,95 ( $\bar{x}=9,34$ )    |           |           |           |
|         | $\Delta p$   | 2,32                            |           |           |                                 |           |           |           |
|         |              | 1,96                            |           |           |                                 |           |           |           |
| Граниты | $\Delta c_2$ | 9,71—13,63                      | 1,27—1,73 | 0,30—0,65 | 0,22—0,27                       | 5,33—6,27 | 1,72—1,97 | 3,51—4,10 |
|         | $\Sigma p$   | 11,28—16,01 ( $\bar{x}=13,65$ ) |           |           | 10,78—12,61 ( $\bar{x}=11,69$ ) |           |           |           |
|         | $\Delta p$   | 2,32                            |           |           |                                 |           |           |           |
|         |              | 1,96                            |           |           |                                 |           |           |           |

Примечание.  $\Delta c_1$  и  $\Delta c_2$  — пределы изменения содержания элементов;  $\Sigma v$  и  $\Sigma p$  — пределы суммарного привноса и выноса;  $\Delta v$  и  $\Delta p$  — разницы между средними привносом и выносом.

ко при условии привноса одних компонентов (Si, K, Na) и выноса других (Fe, Ca, Mg, Ti). Суммарный привнос при образовании сиенитов около 11,7%; гранитов — 13,7 вес.%. При этом меняются количества всех привнесенных элементов. Соотношение их в общем привносе составляет для сиенитов Si : K : Na = 6,6 : 2,4 : 1 и для гранитов — 35 : 3 : 1. При этом отношение кремния к суммарному привносу щелочей Si/K + Na меняется от 6 до 2.

Сравнение полученных результатов с результатами подсчета баланса тем же методом по Каркаралинскому массиву (Центральный Казахстан), расположенному в мпогеосинклинальных толщах (Потапьев, Маликова, 1974), показывает, что при образовании сарлыкских гранитов наблюдаются значительно большие величины привноса и выноса вещества. Для каркаралинских гранитов в поле распространения андезитовых порфиритов были получены значения привноса и выноса, близкие к результатам для сарлыкских гранитов. Статистически значимый привнос натрия в Каркаралинском массиве наблюдался только в случае образования гранодиоритов по вулканогенным породам андезитового состава. В Кондомской эвгеосинклинали при образовании сиенитов привнос Na очень незначителен. При образовании гранитов, как показывают соответствующие расчеты, необходимое содержание Na уже достигается только за счет выноса Fe, Mg и других компонентов.

Таким образом, источником Si и K отчасти служат глубинные флюиды (Коржинский, 1972; и др.). Определение истинного соотношения между их ролью и ролью местной дифференциации вещества в системе, граниты которой выбираются произвольно, не представляется возможным, тем более, что пока нет достаточно полных данных для учета объемов пород при подсчетах баланса.

На этапе регионального метаморфизма, характеризующемся состоянием сжатия, дифференциация натрия и калия может быть связана с процессом образования слоистых решеток; при этом натрий в присутствии калия обнаруживает большую подвижность. Фиксация калия в участках прогрессивного сжатия ограничена, и они могут быть его поставщиками. На этапе растяжения (формирование сиенитов и гранитов) наиболее емкими решетками для кремния и калия являются кварц и калиевый полевой шпат (Ицкисон, 1970). Дифференциация магматического этапа и образование сиенитов представляются результатом увеличения химического потенциала щелочей в условиях начальных стадий магнеобразования в породах основного и карбонатного состава (Коржинский, 1967).

Расчет баланса вещества при образовании сиенитов и гранитов Кондомского района показал, что суммарные привнос и вынос вещества увеличиваются в стадию формирования гранитов. Большую долю среди компонентов выноса составляет железо (по весу). Так, для случая образования сиенитов соотношение количеств выносимых компонентов Fe : Ca : Mg : Ti = 18 : 12 : 6,5 : 1, а гранитов — 23 : 15 : 7 : 1. Это подчеркивает большую роль сиенитов и гранитов как источников рудного вещества. Его локализация потенциально возможна с теми и другими породами.

Необходимо отметить существенный вынос кальция из зон магнеобразования. Это определяет не только ассоциацию более кислых плагиоклазов, замену роговой обманки биотитом, но и резкое сокращение количества карбонатного вещества, что имеет большое значение для увеличения степени подвижности железа. Количество железа, как и других элементов-модификаторов, которое может удерживаться в возникающих богатых SiO<sub>2</sub> расплавах, ограничено (Мархасев, 1965).

По мере перехода от андезито-базальтов к рассланцованным разностям и затем к роговикам, сиенитизированным породам, сиенитам и гранитам последовательно уменьшается содержание суммарного железа (см. табл. 1). Наиболее резкие изменения отмечаются при переходе от андезито-базальтов к сланцам, в процессе сиенитизации и образования сиенитов и затем



при переходе к гранитам. Это свидетельствует о наиболее существенных изменениях физико-химических условий. Резкое уменьшение содержания железа в сланцах говорит о частичной его мобилизации и возможной концентрации уже на стадии регионального метаморфизма пород. В зоне глубинного разлома на стадии динамотермального метаморфизма на большой площади фиксируется переход значительной части железа из высокотемпературных силикатных минералов в более подвижную для его последующей мобилизации форму. Процесс деформации может вызывать перераспределение рудного материала, приводя к его концентрации, в то время как в формациях с недеформированной структурой этот материал находится в рассеянном виде (Громин, 1974).

От андезито-базальтов к сланцам резко возрастает степень окисленности железа (от 0,87 до 1,96  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ , см. табл. 1), что соответствует его переходу в рудные минералы и хлорит. На стадии контактового метаморфизма количество суммарного железа несколько снижается по сравнению со сланцами, степень окисленности значительно ниже (0,68). При переходе к сиенитизированным породам выносятся железо преимущественно двухвалентной формы, при переходе к собственно сиенитам — трехвалентной. В дальнейшем при образовании гранитов также выносятся железо трехвалентной формы (см. табл. 1).

Динамику изменения содержания железа по отношению к магнию дает анализ железистости пород ( $\Sigma\text{FeO}/\text{FeO} + \text{MgO}$ , см. табл. 1). Если на стадии рассланцевания пород вынос железа преобладал над выносом магния, то в стадию образования сиенитов и особенно гранитов в относительно большей пропорции выносятся магний. При этом максимальную железистость имеют биотитовые граниты Мустагского массива (0,87). Возможно, более интенсивный вынос магния способствовал образованию в магматическую стадию рудной магнезиально-скарновой ассоциации.

Сравнение средних содержаний элементов-примесей в андезито-базальтах района с кларковыми содержаниями в базальтоидах, по К. Турекьяну и К. Ведеполу (Turekian, Wedepohl, 1961) (см. табл. 3), показывает более низкие содержания в породах района Cr, Co, Ni, V, отчасти Zn и несколько более высокие Sr, Ba, Cs, Pb, Nb, Rb и особенно B и F. Это, видимо, связано не столько с более кислым средним составом вулканитов, сколько с процессами их последующей перекристаллизации и преобразования как в стадию гранитизации, так и в постмагматическую стадию и в последующие стадии активизации. Еще более четко это выражено в рассланцованных породах, которые характеризуются уменьшением содержания Cr, Co, Ni, V, Sr, Pb, Zn, Zr, Ta как по сравнению с кларковым значением для базальтоидов, так и по сравнению с андезито-базальтами Кондомского района. Видимо, состав сланцев является сложной функцией перечисленных выше процессов; точно учесть степень влияния каждого типа пока не представляется возможным, хотя при подборе материала для анализа мы старались избежать наложенной минерализации.

Содержания Ta и Zr во вмещающих породах базальтоидного состава ниже кларковых, по К. Турекьяну и К. Ведеполу, а Be и Li — близки к ним. Это, вероятно, отражает особенности первичного состава пород.

Образование пород с биотитом, роговой обманкой и пироксеном (вплоть до типичных диоритов и габбро) приводит к фиксации железомagneзиальных компонентов в силикатной форме. Для них характерны также высокие содержания Cr, Co, Ni, V, Nb, за исключением Cr и Ni в хлорит-биотит-полевошпатовых породах, низкие содержания Pb, Zr и Ta. Содержания Li довольно высокие, что соответствует высокому содержанию Mg в них. При этом отношение Mg к Li сохраняется на уровне андезито-базальтов (см. табл. 2).

Большое геохимическое сходство с роговообманково-плагноклазовыми и особенно хлорит-биотит-полевошпатовыми породами обнаруживают биотит-роговообманково-полевошпатовые роговики. Оно проявляется

прежде всего в особенности их макросостава: одинаковых содержаниях кремния и калия, алюминия, магния, суммарного железа и других петрогенных элементов (см. табл. 1). Характерны очень близкие железистость и степень окисленности железа. Все эти данные показывают, что роговики образуются в результате непосредственного развития процесса перекристаллизации хлорит-биотит-полевошпатовых пород в изохимических условиях. Однако на этом этапе отмечаются некоторые существенные изменения состава элементов-примесей: уменьшаются содержания Co, Ni, V, Zn, Nb, несколько возрастают содержания Zr, Li, Rb, Cs, B, Ta, F. Характерно снижение Mg/Li-отношения (за счет увеличения количества Li) и особенно Nb/Ta-отношения.

На этапе образования сиенитизированных пород и сиенитов наблюдается дальнейшее снижение содержания Zn, Co, Ni, V, Nb. Намечается тенденция к увеличению содержания Zr, Rb, Be, с некоторым увеличением K/Rb-отношения. В сиенитизированных породах сохраняется высокое Mg/Li-отношение, которое в два раза снижается в собственно сиенитах. Хотя уровень содержания Li и в тех и в других породах примерно одинаков, они существенно различаются по содержанию магния. Таким образом, на этапе формирования сиенитов судьба этих двух геохимически связанных элементов различна.

Содержание Sr в сиенитах выдерживается примерно на том же уровне, что и в роговиках и в хлорит-биотит-полевошпатовых породах, в то время как содержание CaO уменьшается в них в два-три раза (Ca/Sr-отношение изменяется от 64—100 до 23—36). В этой связи интересно отметить, что в хлорит-серпентиновых сланцах содержание Sr уменьшается параллельно уменьшению содержания кальция в породах. Таким образом, пары Mg и Li, Ca и Sr по-разному ведут себя в процессе сиенитизации. Содержание Ba в отличие от Sr увеличивается особенно резко в сиенитизированных породах. Это соответствует самым низким величинам Sr/Ba- и K/Ba-отношений. С увеличением содержания калия в породах Sr и Ba ведут себя различно: возрастание содержания калия не сопровождается уменьшением содержания Sr, как это ранее отмечалось (Emiliani, Fabbri, 1970).

Сиенитизированные породы и сиениты значительно различаются по содержанию Ta и Nb. В сиенитизированных породах содержания Ta (1,4—1,5 г/т) близки к содержанию в роговиках и несколько выше (1,1 г/т), содержания Nb в тех и других породах практически одинаковы (20—22 г/т) и, видимо, унаследуются от роговиков. В собственно сиенитах содержание Ta резко падает (0,5 г/т), уменьшается также и содержание Nb (14 г/т). Однако если для Ta это более обычно, так как он характеризуется более кислотными свойствами, чем Nb, то для Nb более обычно возрастание содержания с ростом щелочности пород. Этой тенденции соответствует возрастание в сиенитах Nb/Ta-отношения. Видимо, Nb и Ta в процессе образования сиенитов проявляют большее родство с феррическими компонентами пород и следуют в своем поведении за Ti. Переход от сиенитизированных пород к сиенитам сопровождается уменьшением количества темноклетчатых минералов, которые, очевидно, служат основными носителями Ta и Nb. В отличие от редкометаллоносных массивов здесь, вероятно, нет условий для перехода Ta и Nb в собственные минералы.

Распределение элементов-примесей в процессе формирования гранитов показано на примере четырех массивов: гранит-гранодиоритового Нижнекамешинского, плагногранитов Иенского, биотитовых и роговообманково-биотитовых гранитов Сарлыкского и Мустагского. Последний располагается уже за пределами Кондомской зоны, но, по геофизическим данным, попадает в общий контур единого гранитоидного плутона.

Прежде всего, нужно отметить, что все граниты в целом характеризуются более низкими, чем для сиенитов, содержаниями Sr, Ba и более высокими содержаниями Pb и Li.



Таблица 5

Сравнение химического состава гранитоидов Каменушинского массива и Лебедского комплекса, вес. %

| Породы                                            | Количество<br>во анали-<br>зов | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | FeO  | MnO  | MgO         | CaO  | Na <sub>2</sub> O | K <sub>2</sub> O | P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | ΣFeO |
|---------------------------------------------------|--------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|-------------|------|-------------------|------------------|-------------------------------|------|
| Граниты Лебедско-<br>го района*                   | 54                             | 67,08            | 0,46             | 15,89                          | 2,24                           | 2,17 | 0,07 | 1,49        | 3,77 | 4,33              | 2,32             | 0,17                          | 4,35 |
| Граниты Верхне-<br>Кондомского<br>района*         | 36                             | 67,31            | 0,46             | 16,45                          | 1,59                           | 2,44 | 0,07 | 1,32        | 3,13 | 4,58              | 2,53             | 0,13                          | 3,87 |
| Гранодиорит (Ниж.<br>Каменушка)                   | 1                              | 58,00            | 0,80             | 18,55                          | —                              | —    | 0,14 | 3,07<br>(2) | 6,00 | 3,37<br>(2)       | 2,67<br>(2)      | —                             | 5,36 |
| Ксенолит из гра-<br>нодиорита (Ниж.<br>Каменушка) | 1                              | 49,00            | 0,81             | 18,35                          | —                              | —    | 0,18 | 6,13<br>(2) | 7,30 | 3,03<br>(2)       | 2,83<br>(2)      | —                             | 7,65 |
| Гранит (Мал. Ка-<br>менушка)                      | 1                              | 65,00            | 0,41             | 18,20                          | —                              | —    | 0,08 | 1,00<br>(3) | 3,00 | 9,1<br>(3)        | 7,3<br>(3)       | —                             | 3,42 |
| Ксенолит из гра-<br>нита (Мал. Ка-<br>менушка)    | 1                              | 63,00            | 0,81             | 18,00                          | —                              | —    | 0,10 | 1,20<br>(2) | 2,20 | 3,87<br>(2)       | 3,56<br>(2)      | —                             | 4,50 |

\* По данным Г. В. Полникова и др., 1977. Анализирован М. А. Зерка опп.

Вместе с тем по содержанию ряда элементов-примесей гранитоидные массивы отличаются друг от друга. Обращают на себя внимание более высокие содержания Cr, Co, Ni, V, Sr, Ba в гранитоидах Нижнекаменушинского массива. Наблюдаются более низкие содержания в них Ta, Rb, Be, содержания Nb близки к содержаниям в сиенитах, а отношения Nb/Ta, K/Rb и Mg/Li — самые высокие для гранитоидов района. Эти их геохимические особенности подтверждают предположение о принадлежности каменушинских гранитоидов к более ранним и наименее дифференцированным раннепалеозойским гранитоидам (Кузнецов Ю. А. и др., 1971). По данным единичных квантометрических анализов каменушинских гранитоидов, наблюдается близость их химического состава к химическому составу гранитов Лебедского и Верхнекондомского районов (табл. 5). Наиболее резко отличаются содержания калия и алюминия. И, наконец, небезынтересно отметить, что абсолютный возраст нижнекаменушинских гранитов по биотиту 411 и 434 млн. лет, по данным ЗСРГУ.

В мустагских гранитах общий уровень содержания Cr, Co, Ni, V, Sr, Ba наименьший и максимальный — для Pb, Zn, Rb, Cs; высокое содержание Be. Все это свидетельствует о том, что граниты Мустагского массива представляют собой более дифференцированный тип гранитоидов. Для них к тому же характерны наиболее низкие Mg/Li- и K/Rb-отношения. Обращает на себя внимание тот факт, что в мустагских гранитах наблюдаются самые низкие по району содержания CaO, MgO, суммарного железа и самые высокие SiO<sub>2</sub>. Пониженные содержания феррических компонентов сочетаются со значительным понижением содержаний Nb и Ta.

Граниты Сарлыкского массива не обладают столь отчетливо выраженными отличительными чертами: по количеству некоторых элементов (Cr, V, Sr, Zn, Cs) они напоминают гранитоиды Нижнекаменушинского массива, по содержанию ряда других элементов (Ba, Pb, Be, Rb) они близки к мустагским гранитам, отличаясь от тех и от других весьма низким содержанием Ni и высокими содержаниями Nb, Ta и Li. Последнее на данной стадии исследования не получает пока объяснения. Приведенные данные позволяют только сделать предположение о том, что по степени дифференциации вещества сарлыкские граниты занимают некоторое двойственное положение, сочетая в себе черты высоко- и слабодифференцированных гранитоидов.

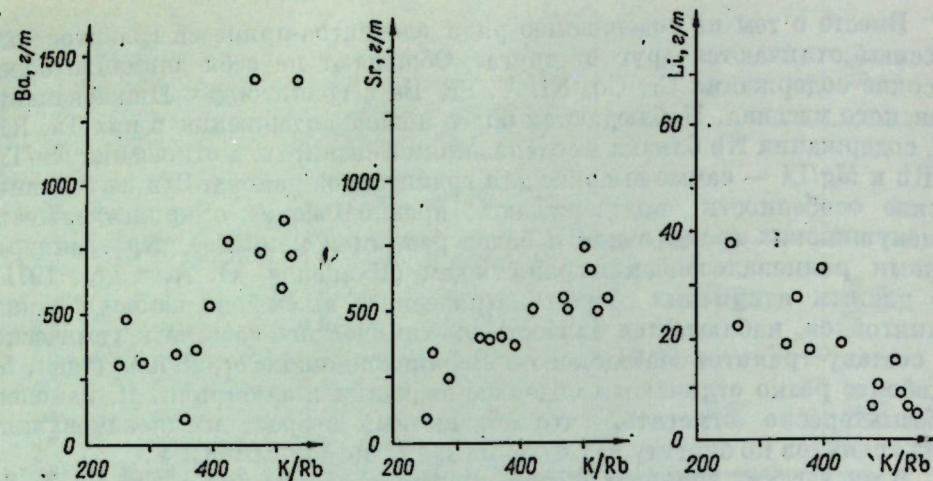
Некоторые особенности гранитоидов района, очевидно, объясняются также различиями в составе исходных для них пород, в уровне их эрозионного среза. Детальный анализ этих факторов предполагается провести в дальнейшем.

Интересно отметить, что K/Rb-отношение в сиенитизированных породах и сиенитах близко и несколько выше, чем в андезито-базальтах, что, видимо, подчеркивает их гибридный характер (Зинченко, 1970); в гранитах оно значительно более низкое. То же можно сказать о Mg/Li- и Zn/Pb-отношениях. Это свидетельствует об образовании гранитов на более высокой ступени дифференциации вещества. Наиболее близки к сиентам по величине K/Rb-отношения гранитоиды Нижнекаменушинского массива.

K/Rb-отношение — один из надежных показателей степени дифференцированности гранитоидных пород (Таусон, 1961). Было показано, что распределение ряда элементов и прежде всего Li, Ba, Sr в породах зависит от содержания Rb и величины K/Rb-отношения (Коваленко, 1975; Bouček, Sokkari, 1975) (см. рисунок). Отчетливо прослеживается тенденция уменьшения Sr и Ba и рост содержания Li с уменьшением K/Rb-отношения (см. рисунок). Это свидетельствует о наличии общей тенденции в изменении вещественного состава пород Кондомского района, несмотря на сложный характер дифференциации вещества исходных андезито-базальтов.

Подводя итог рассмотрению распределения петрогенных элементов и ряда элементов-примесей в породах Кондомского района, нужно отме-





Зависимость средних содержаний Li, Sr и Ba в породах Кондомского района от величины K/Rb-отношения.

тить закономерное уменьшение в них содержаний Cr, Co, Ni, V, Nb, Zr, Ti, Mn, Mg, Ca, Fe, P и увеличение Si, K, Pb, Li, Zr, Be, Rb и других по мере изменения первичного андезито-базальтового субстрата. Процессы изменения выражаются в расслаивании пород и региональном низкотемпературном метаморфизме, образовании хлорит-биотит-полевошпатовых и биотит-роговообманково-полевошпатовых роговиков, сиенитизированных пород и сиенитов и гранитов. Все это в итоге приводит ко все более полной дифференциации вещества исходных андезито-базальтов, сопровождающейся образованием гибридных, богатых железом пород (роговообманково-плагноклазовых и роговообманково-пироксеново-плагноклазовых), железных руд и скарнов. В этом смысле процесс мобилизации, а возможно, и концентрации рудного вещества является многоэтапным, полигенным, хотя, видимо, главная масса промышленных руд непосредственно связана со стадией образования сиенитов, что отмечается многими исследователями (Поспелов, 1958; Вахрушев, 1959; Поляков, 1971; Корель, 1972; и др.). Возможность мобилизации рудного вещества при гранитообразовании в региональном плане была показана А. В. Милловским и С. С. Матвеевой (1970).

Необходимо отметить, что элементы, содержание которых уменьшается по мере перехода от андезито-базальтов к сиенитам и гранитам, представляют собой центроостремительные и минимально-центробежные, по классификации Ю. Г. Щербакова (1969). В поведении некоторых центробежных элементов (Sr, Ba, Ta, Li) наблюдались особенности, отмеченные выше. Содержания таких центробежных элементов, как Si, K, Pb, Zr, Rb, Li, дефицитно-центробежного Be увеличиваются в наиболее дифференцированных породах. Содержания дефицитно-центробежных Ag, Bi, Sn, Sb, V, часто Mo весьма малы и находятся за пределами чувствительности спектрального анализа.

Таким образом, перераспределение вещества в породах Кондомского района, в конечном итоге приводящее к образованию железорудных месторождений, выражает общий процесс дифференциации земной коры. Примечательно, что на этой стадии содержания большинства центроостремительных и минимально-центробежных элементов в наиболее дифференцированных породах превосходят кларковые, в то время как для многих центробежных элементов кларковые значения не достигаются. Это важное свидетельство ведущей роли степени дифференциации субстрата в формировании состава гранитоидов и связанных с ними рудных месторождений (Щербаков, 1964).

## ВЫВОДЫ

1. Изучение последовательных изменений петрографического и химического состава пород Кондомской металлогенической зоны приводит к выводу о наличии общей закономерности дифференциации андезито-базальтового вещества с привнесом Si и щелочей и палингенного образования сиенитов и гранитов. Подсчет баланса вещества с учетом изменения объема показал величину суммарного привноса Si, K и Na при образовании сиенитов 11,7 вес. %, при образовании гранитов — 13,7 вес. % и величину выноса Fe, Mg, Ca, Ti — 9,3 и 11,7 вес. % соответственно. При этом доля привнесенного Si и вынесенных Fe, Mg, Ca возрастает в стадию образования гранитов.

2. Этот процесс сопровождается общей тенденцией уменьшения в породах содержания ряда центроостремительных и минимально-центробежных элементов-примесей (Cr, Co, Ni, V, Zr) и связанных с феррическими компонентами (главным образом, видимо, с Ti), Nb и отчасти Ta. Содержания центробежных Pb, Zr, Rb, Li, дефицитно-центробежного Be увеличиваются в наиболее дифференцированных породах. Таким образом, дифференциация вещества в Кондомской зоне в главных чертах отражает общее направление дифференциации земного вещества (Виноградов, 1959; Виноградов, Ярошевский, 1970; Щербаков, 1969).

3. Процесс дифференциации исходного андезито-базальтового вещества многостадийный: 1) расслаивание пород и региональный низкотемпературный метаморфизм; 2) образование хлорит-биотит-полевошпатовых пород и биотит-роговообманково-полевошпатовых роговиков; 3) образование сиенитизированных пород и сиенитов и 4) гранитов. Он сопровождается образованием силикатных пород средне-основного состава, рудных магнетитовых скарнов, а на регрессивном этапе — известковых скарнов и железных руд и другой минерализации. Таким образом, процесс мобилизации, а возможно, и концентрации рудного вещества, является многоэтапным, полигенным.

4. Гранитоиды Кондомского района, образованные за счет слабодифференцированного субстрата, содержат повышенные по сравнению с кларковыми количества ряда центроостремительных и минимально-центробежных элементов (Ti, Fe, Mg, Ca, Na, Cr, Co, Ni) и Sr и более низкие — центробежных и дефицитно-центробежных элементов (K, Ba, Zr, Ta, Nb, Li, Rb). Это, видимо, общая черта, отличающая эвгеосинклинальные гранитоиды от мегасинклинальных, образующихся на основе более дифференцированной коры. Она показывает зависимость состава гранитов от состава исходных пород, что в конечном итоге определяет их металлогеническую специализацию.

## ЛИТЕРАТУРА

- Алабин Л. В. О явлениях магматического замещения при формировании гранитоидов Мартайгипского комплекса. — В кн.: Вопросы геологии Сибири, Изд-во ТГУ, 1971, с. 173—174.
- Алабин Л. В. Геохимические особенности раннепалеозойских гранитоидов феррических зон эвгеосинклинали Кузнецкого Алатау. — В кн.: Магматизм, литология и вопросы рудоносности Сибири. Новосибирск, Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1974, с. 46—51. (Труды зап.-сиб. отд. Всес. минералог. об-ва, вып. 1).
- Белоусов А. Ф., Кочкин Ю. Н., Полякова З. В. Вулканические комплексы рифей и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. М., «Наука», 1969, с. 283.
- Вахрушев В. А. Вопросы минералогии, геохимии и генезиса железных руд Кондомского района Горной Шории (Западная Сибирь). Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1959.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М., РИО АН СССР, 1959.
- Виноградов А. П., Ярошевский А. А., Ильин Н. П. Физико-химическая модель разделения элементов в процессе дифференциации вещества мантии. — «Геохимия», 1970, № 4, с. 389—402.



- Громин В. И. О структурах геологических формаций.— В кн.: Вопросы общей и георетической тектоники. Хабаровск, 1974, с. 86—90.
- Дербинов И. В. К вопросу о первичной зональности литофильных элементов в железорудных скарпных месторождениях Западной Сибири.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. М., Госгеолтехиздат, 1964, с. 3—43. (Труды СНИИГГИМС, вып. 6).
- Добрецов П. И. Петрохимические особенности океанических и раннегеосинклинальных базальтов.— «Геол. и геофиз.», 1975, № 2, с. 11—25.
- Зинченко О. В. К геохимии руды в процессах гибридного гранитоидной магмы.— В кн.: Материалы по геологии, гидрогеологии, геофизике и геохимии Украины, Казахстана и Забайкалья. Киев, Изд. Киевского ун-та, 1970, с. 58—63.
- Иванова Г. М. Геохимические особенности габбро-сиенитового комплекса на участке рудника Таштагол.— «Известия ТПИ», 1966, т. 151, с. 149—151.
- Иванова Г. М. К вопросу состава габбро-сиенитового комплекса в южной части Кондомского железорудного зосты.— «Известия ТПИ», 1969, т. 166, с. 51—63.
- Ильенко С. С. Связь явлений магматического замещения с рудопроявлением.— В кн.: Основные идеи М. А. Усова в геологии. Алма-Ата, 1960, с. 435—444.
- Ильенко С. С. Генетические связи оруденения с интрузиями.— В кн.: Геология золоторудных месторождений Сибири. Новосибирск, 1970, с. 3—30.
- Ицкисон Г. В. Кристаллохимическое фракционирование калия и натрия в метаморфических процессах и его металлогенетическое значение.— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфическое рудообразование. Л., «Наука», с. 172—195.
- Коваленко В. И. Некоторые проблемы происхождения редкометаллических гранитоидов.— «Записки Всес. минералог. об-ва», 1975, ч. 104, вып. 6, с. 664—677.
- Корель В. Г. Петрология магнетитовых месторождений Алтае-Саянской области. М., «Недра», 1972. 150 с.
- Корель В. Г. Об энергии контактового процесса.— В кн.: Новые данные по рудным полезным ископаемым Сибири.— «Труды СНИИГГИМС», 1973, вып. 171, с. 8—14.
- Коржинский Д. С. Режим кислотности и щелочности трансмагматических растворов.— В кн.: Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., «Наука», 1967, с. 163—169.
- Коржинский Д. С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации. В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., «Наука», 1972, с. 144—152.
- Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 202—227.
- Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая.— В кн.: Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая. М., «Наука», 1963, с. 7—66. (Труды ИГИГ, вып. 13).
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Сотников В. И., Тычинский А. А. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск, «Наука», 1966. 156 с.
- Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магнеобразования.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., «Наука», 1969, с. 7—20.
- Кузнецов Ю. А., Богинбов В. И., Дистанова А. И., Сергеева Е. С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М., «Наука», 1971. 352 с.
- Кутолин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций. М., «Наука», 1969. 142 с.
- Лапин С. С. Термохимические условия развития рудообразующих систем и распределение элементов-примесей в магнетите Кондомских железорудных месторождений (Горная Шория).— В кн.: Физическое и физико-химическое моделирование рудообразующих систем. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 162—180.
- Мархасев Б. И. О строении расплавленных силикатов. ЖСХ, 1965, т. 6, № 1.
- Миловский А. В., Матвеева С. С. Поведение элементов в процессе гранитизации пород.— «Геол. рудных месторожд.», 1970, № 3, с. 3—22.
- Орлов В. П. К вопросу о магматическом замещении при образовании сиенитов Кондомского района.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Сибири. Т. 2. Томск, 1974, с. 20—21.
- Поляков Г. В. Явления мобилизации железа при образовании эндогенных магнетитовых месторождений юга Сибири.— «Геол. рудных месторожд.», 1967, № 1, с. 3—18.
- Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железоруденение юга средней Сибири. М., «Наука», 1971. 312 с.
- Поляков Г. В., Кривенко А. П., Богинбов В. И. Корреляция состава базитовых и гранитоидных комплексов раннего палеозоя в структурах салаирид Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Магматические формации Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977 (Труды ИГИГ, вып. 359).

- Поспелов Г. Л. О явлениях замещения при образовании эффузивных пород и особенностях некоторых рудоносных вулканических комплексов Западной Сибири.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 345—371.
- Поспелов Г. Л. Генетические типы железорудных месторождений Алтае-Саянской горной области.— В кн.: Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области. Т. 1, кн. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 93—124.
- Потапов В. В., Маликова И. П. Баланс вещества в процессе формирования Каркарлинского плутона. Новосибирск, «Наука», 1974. 248 с.
- Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры.— «Геохимия», 1967, № 11, с. 1285—1309.
- Сучков В. П., Мамонтов Н. Ф., Ашурков В. А., Антипов М. И. Некоторые особенности тектонического строения Кондомского железорудного района по геофизическим данным.— В кн.: Проблемы генезиса, закономерности размещения железоруденения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1974, ч. 2, с. 106—119.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961. 231 с.
- Чистяков В. Г. Геохимические особенности интрузивных и ультраметаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Вопросы геологии Сибири. Томск, Изд-во ТГУ, 1971, с. 168—169.
- Шахов Ф. Н. О происхождении гранитных магм и рудных месторождений.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1960, с. 110—121.
- Щербаков Ю. Г. Новые данные о геологическом строении Горной Шории.— «Геол. и геофиз.», 1961, № 6, с. 61—73.
- Щербаков Ю. Г. О корреляционной зависимости рудных комплексов, связанных с гранитоидами, от состава вмещающих формаций.— «Докл. АН СССР», 1964, т. 156, № 2, с. 359—362.
- Щербаков Ю. Г. Распределение химических элементов в Земле и рудоносность магм.— В кн.: Вулканизм и рудообразование. Новосибирск, 1969, с. 44—48. (Труды СНИИГГИМС, вып. 90).
- Boussely A. M., Sokkary A. A. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks.— «Chem. geol.», 1975, 16, p. 207—219.
- Emiliani F., Fabbri B., Paganelli L., Vespignani-Balsani. Sr, Ba, Fe, Mg, Mn and Ti distribution in the leucomonzodioritesyenite series of the Predazzo intrusive complex.— «Mineral et petrograph. acta», 1970, v. XVI, p. 45—73.
- Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust.— «Bull., Geol. Soc., of Amer.», 1961, v. 72, № 2.

М. П. МАЗУРОВ, М. М. ФЕДОСЕЕВА

## ТЕМПЕРАТУРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ БАБИНГТОНИТА И ИЛЬВАИТА В ЖЕЛЕЗОНОСНЫХ ИЗВЕСТКОВЫХ СКАРНАХ

Железосодержащие кальциевые силикаты бабингтонит и ильвант встречаются в природе редко и не образуют при этом крупных скоплений. С трудом поддаются они и синтезу. В литературе описаны единичные случаи удачного синтеза ильванта в гидротермальных условиях (Малиновский, 1973; Gustafson, 1974; и др.). Бабингтонит же впервые был получен Г. Ю. Шведенковым при исследовании кинетики гидротермального синтеза андрагита и системе  $\text{CaCO}_3$ — $\text{Fe}_2\text{O}_3$ — $\text{SiO}_2$ —раствор  $\text{NaCl}$  при температуре 500°C и давлении 500 атм (Шведенков, Калинин, 1972). Ограниченная распространенность при довольно простом составе этих минералов позволяет предполагать о специфичности условий их образования. Вероятно, поля их устойчивости значительно ограничены температурой и величиной поля их устойчивости значительного потенциала, так как оба минерала содержат разновалентные катионы железа. Может оказаться, что минеральные парагенезисы с их участием — хорошие индикаторы параметров гидротермального минералообразования.

Нами сделана попытка определить температурные условия кристаллизации бабингтонита и ильванта в известковых скарнах и железных рудах минералотермометрическими методами (гомогенизацией газовой-жидких



включений и декрепитацией). Материалом для исследования послужила коллекция, собранная при изучении Ирбинского железорудного поля в Восточном Саяне. Геологическая позиция, петрология и генетические особенности месторождений обстоятельно изложены в коллективной монографии (Дымкин и др., 1975). Образование бабингтонита и ильванта здесь связывается с гидротермальным преобразованием известковых скарнов и содержащихся в них железных руд в контактовом ореоле послерудной интрузии сиенитов (Мазуров и др., 1975). Совместно эти минералы не были обнаружены.

Минеральные ассоциации с бабингтонитом встречены пока только на Центральном месторождении. Достаточно обособлены друг от друга три минеральных парагенетических ассоциации с бабингтонитом: 1) бабингтонит + эпидот + пренит + кальцит; 2) бабингтонит + эпидот + актинолит + кальцит; 3) бабингтонит + магнетит + гранат + эпидот + актинолит. Бабингтонит-эпидот-пренит-кальцитовые новообразования слагают цемент брекчированных и перекристаллизованных пироксен-гранатовых скарнов, образующих ветвящиеся трубообразные тела сечением в несколько метров и протяженностью до 20 м. От контакта с интрузией сиенитов они удалены на 70—100 м. По оптическим свойствам состав обломков граната и пироксена идентичен их регенерационным каймам. Гранат отвечает формуле Андр<sub>98</sub> Гросс<sub>01</sub> ( $N = 1,883$ ), а пироксен — Ди<sub>47</sub> Гед<sub>53</sub> ( $Ng = 1,730$ ;  $Np = 1,697$ ). Эпидот ( $Ng = 1,773$ ;  $Np = 1,737$ , 32% ферросиликатового минерала) и бабингтонит ( $Ng = 1,753$ ;  $Nm = 1,731$ ,  $Np = 1,721$ , сильный плеохроизм: по  $Ng$  — оранжево-коричневый, по  $Nm$  — зеленовато-коричневый, по  $Np$  — голубовато-зеленый) образуют тесные взаимные срастания и вместе с кальцитом ( $No = 1,683$ ) слагают интерстиции граната и пироксена (см. фото). Пренит ( $Ng = 1,653$ ,  $Np = 1,649$ ) встречается в единичных игольчатых и розетковидных зернах, корродирующих все остальные минералы. Более распространен он в существенно карбонатных гнездах, где, как и бабингтонит и эпидот, образует хорошо ограниченные кристаллы. Эпидот в карбонатных гнездах имеет меньшую железистость ( $Ng = 1,760$ ,  $Np = 1,725$ ,  $f = 24$ ), все другие минералы по оптическим свойствам идентичны. Изредка здесь отмечаются зерна кварца и минералов последующих стадий — хлорита и апофиллита.

Бабингтонит-эпидот-актинолит-кальцитовая минеральная ассоциация обнаружена в нерудных прослоях оруденелых и амфиболизированных пироксен-гранатовых скарнов. Бабингтонит здесь образован несколько раньше эпидота. Последний вместе с кальцитом почти полностью замещают ранее образованные минералы, сохраняя лишь мелкие иглы актинолита и одиночные зерна бабингтонита, выделяющиеся по рельефу, яркому плеохроизму и спайности по (001).

Бабингтонит-магнетит-гранат-эпидот-актинолитовая минеральная парагенетическая ассоциация развита в форме друз среди перекристаллизованной магнетитовой руды. Бабингтонит здесь встречается в виде прекрасно ограниченных смоляно-черных кристаллов (2—3 мм длиной), соизмеримых с кристаллами других минералов. Многочисленная индукционная штриховка граней и ребер минерала достаточно определенно свидетельствует о совместном росте этих минералов в полостях выщелачивания. По оптическим свойствам бабингтонит этой ассоциации одинаков с предыдущими. Химический состав минерала, тщательно отобранного из друз, следующий (вес. %): SiO<sub>2</sub> 51,27; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 2,09; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 14,38; FeO 5,14; MnO 3,00; MgO 3,06; CaO 18,91; Na<sub>2</sub>O 0,26; K<sub>2</sub>O 0,07; Li<sub>2</sub>O 0,07; H<sub>2</sub>O— 0,04; H<sub>2</sub>O+ 1,56; сумма 99,85 (аналитик Э. С. Гулецкая, ИГиГ СО АН СССР). Пересчет на основе 10 катионов: Si 4,81; Al 0,23; Fe<sup>3+</sup> 1,00; Fe<sup>2+</sup> 0,40; Mg 0,41; Mn 0,24; Ca 1,90; Na 0,04; K 0,01; OH 0,96. По химическому составу, оптическим свойствам и минеральным парагенезисам он очень близок к бабингтонитам из железорудных месторождений Одиночное и Рудный Каскад в соседнем районе Восточного Саяна (Виноградова, Плюснина, 1967).

Наиболее подходящей для минералотермометрических исследований оказалась бабингтонит-эпидот-пренит-кальцитовая парагенетическая ассоциация, где удалось выявить и провести гомогенизацию газовой-жидких включений во всех минералах. Эксперименты выполнены в термокамере конструкции Ю. А. Долгова и Л. Ш. Базарова (1965). Герметичность включений проверялась повторением опытов. Все полученные цифры приводятся ниже без поправок на давление и солевой состав включений, оценить которые не удалось из-за очень мелкого размера включений и связанных с этим технических трудностей.

Как и следовало ожидать, наиболее высокотемпературными оказались включения в гранатах и пироксенах. В интервале 740—760°C гомогенизированы газово-жидкие включения овальной или каплевидной формы, размером менее 0,005 мм каждое, которые группами, по 5—7, размещаются в центре однородных зерен пироксена и зональных зерен граната. Максимальное число исследованных включений в гранатах гомогенизировано в интервале 540—600°C. Эти включения размещаются либо на плоскостях ступенчатых граней ромбододекаэдра, имея при этом неправильную форму с неровными линейно-округлыми очертаниями, либо сосредоточены группами в участках соприкосновения растущих граней двух или нескольких индивидов. В последнем случае они более мелкие, изометричной формы и очень редко удлинены. Во всех включениях содержится жидкая углекислота. Соотношения газа и жидкости изменчивы в различных зернах и зонах, но какой-либо закономерности в этом не устанавливается. Все они гомогенизированы в жидкость. Для гранатов характерно, что кристаллизация их начинается с многочисленных зародышей, последовательно объединенных общими внешними гранями вплоть до образования крупных метакристаллов. Одинаковый температурный интервал гомогенизации включений, размещенных на гранях и индукционных ребрах, подтверждает предположение, что метакристаллы формируются в процессе изначального роста, а не при последующей перекристаллизации. Цепочками, ориентированными незакономерно относительно кристаллографических элементов, развиты в гранатах и пироксенах вторичные включения. Часть из них размещена на продолжении прерывистых микротрещин, по которым эти минералы корродируются более поздними эпидотом и бабингтонитом. Температура гомогенизации 450—500°C.

В бабингтоните первичные газово-жидкие включения немногочисленны. Сполной достоверностью выполнена гомогенизация лишь их трех групп, осуществившаяся при 450—480°C в жидкость. Газово-жидкие включения имеют овальную форму, соотношение фаз близко 1:1. Более многочисленны первично-вторичные включения, особенно в зернах, размещающихся в кальцитовых гнездах. Гомогенизируются они при 360—400°C, что сопровождается потемнением препарата и затрудняет наблюдения.

В прените газово-жидкие включения имеют чаще всего прямоугольный облик, изменчивые соотношения газовой и жидкой фаз, гомогенизируются при 360—400°C. Самое большое число включений содержится в кальците; гомогенизация их осуществлена в широком интервале — от 500 до 300°C.

Таким образом, наиболее вероятные температуры кристаллизации бабингтонит-эпидот-пренит-кальцитовой минеральной ассоциации находятся в интервале 480—360°C. При более низких температурах минералы хотя и устойчивы, но даже не регенерируют свои зерна. Самый высокотемпературный минерал — бабингтонит, образующийся при 450—480°C, а при более низких температурах регенерирующий свои кристаллы.

Ильвант в Ирбинском рудном поле встречен нами (Мазуров, 1970) в северной части Гранатового месторождения, среди катаклазированной в апоскарниовой пирротин-магнетитовой руды в контактовом ореоле послерудной интрузии сиенитов. Ильвант здесь представлен хорошо ограниченными короткопризматическими кристаллами (около 5 мм длиной) и зерни-



стыми скоплениями, образующими вместе с кальцитом, кварцем и другими минералами гнезда до нескольких сантиметров в поперечнике. По наблюдениям в шлифах, ильваит замещает магнетит, цирротин, гастингсит ( $N_g = 1,710$ ,  $N_p = 1,685$ ), пироксен состава  $\text{Di}_{68}\text{Fe}_{32}$  ( $N_g = 1,705$ ,  $N_p = 1,676$ ) и гранат состава  $\text{Gross}_{60}\text{Andr}_{40}$  ( $N = 1,799$ ), находится во взаимных сростаниях с кварцем и корродируется кальцитом, хлоритом, гематитом, халькопиритом и пиритом. Химический состав ильваита следующий (вес. %):  $\text{SiO}_2$  29,52;  $\text{TiO}_2$  0,13;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  0,82;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  17,97;  $\text{FeO}$  30,91;  $\text{MnO}$  4,01;  $\text{MgO}$  0,78;  $\text{CaO}$  13,09;  $\text{Na}_2\text{O}$  0,12;  $\text{K}_2\text{O}$  0,07;  $\text{H}_2\text{O}^+$  2,23;  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,03; сумма 99,68 (Аналитик Л. А. Непенина, ИГиГ СО АН СССР). Пересчет на основе 9 атомов кислорода: Si 2,00; Al 0,07;  $\text{Fe}^{3+}$  0,91; Mg 0,08; Mn 0,73;  $\text{Fe}^{2+}$  1,72; Ca 0,99; OH 0,99. Оптические свойства:  $N_g = 1,917$ ;  $N_p = 1,775$ . Микро-твердость ( $\text{кг/мм}^2$ ): максимальная — 662, минимальная — 580.

Ильваит — слабо прозрачный минерал. В толстых препаратах он непрозрачен, а в тонких пластинках почти все содержащиеся в нем газожидкие включения разрушаются.

С целью температурных оценок нами выполнена декрепитация нескольких мономинеральных фракций ильваита на декрепитографе марки Д-1. Полный цикл нагревания пробы в этом приборе производится от температуры окружающего воздуха до  $900^\circ\text{C}$  в течение 35 мин. Прибор регистрирует импульсы декрепитации с частотой следования не менее 5 имп./с. Слабые эффекты растрескивания включений отмечались в пробах начиная с  $330^\circ\text{C}$ . Массовая декрепитация осуществилась в интервале  $420-510^\circ\text{C}$ , причем наибольший эффект декрепитации отвечает температуре  $420^\circ\text{C}$ . Известный по литературным данным (Родзянко и др., 1973) интервал декрепитации ильваита из Тырныауза составляет  $185-500^\circ\text{C}$ , что довольно близко исследованному нами образцу.

Важную информацию о температурах кристаллизации ильваита можно получить, как это было показано в свое время Л. Н. Хетчиковым (1956), исследуя ассоциирующийся с ним кварц. В кварце из кварц-кальцит-ильваитовой ассоциации Ирбинского рудного поля содержатся многочисленные газожидкие включения, пригодные для термометрических наблюдений. Твердые фазы во включениях крайне редки. Жидкость и газ находятся примерно в одинаковых количествах. Во всех включениях в очень небольших количествах содержится жидкая углекислота. Форма включений каплевидная, овальная, удлиненная, трубчатая и варьирует в зависимости от сечения препарата. Так, на гранях призмы форма включений удлиненная, а в срезе, перпендикулярном удлинению кристалла, включения имеют каплевидную, близкую к изометричной форму.

Всего было выполнено 87 опытов по гомогенизации первичных газожидких включений в кварце. Наибольший интерес представили препараты, в которых отчетливо наблюдались одновременно несколько групп включений, сосредоточенных по зонам роста. В центральных участках зерен кварца включений меньше, гомогенизированы они при  $460-480^\circ\text{C}$ . Самая большая группа включений (68 из 87 опытов) гомогенизирована в интервале  $360-420^\circ\text{C}$ . Несколько групп включений в периферических частях зерен кварца гомогенизированы при  $320-340^\circ\text{C}$ . Все остальные включения, гомогенизирующиеся при более низкой температуре и развитые не закономерно по отношению к зонам роста, отнесены нами в разряд вторичных. Их возникновение связано с залечиванием трещин, образованных в кварце при более поздней хлоритизации и сульфидном (халькопирит-галенит-сфалеритовом) оруденении.

Таким образом, термометрическое исследование кварца показывает, что начало кристаллизации кварца осуществилось при  $460-480^\circ\text{C}$ , а массовый его рост — при  $360-420^\circ\text{C}$ . Интервал  $360-420^\circ\text{C}$  мы принимаем за наиболее вероятный для формирования кварц-ильваитового парагенезиса. Более высокие цифры температур декрепитации обусловлены, как это принято считать, «инерционностью» декрепитографов, которая для каждого

минерала имеет свою величину и должна в каждом конкретном случае определяться экспериментально.

Выполненные минералотермометрические исследования позволяют заключить, что бабингтонит и ильваит в железоносных известковых скарпованиях действительно имеют достаточно узкий интервал температур образования. Бабингтонит участвует в нескольких парагенезисах, в том числе находится в равновесных соотношениях с магнетитом и гранатом. Наиболее вероятный интервал кристаллизации бабингтонит-эпидот-пренит-кальцитовой ассоциации составляет  $480-360^\circ\text{C}$ , причем бабингтонит вместе с эпидотом кристаллизуются преимущественно при температурах  $450-480^\circ\text{C}$ , а вместе с пренитом и эпидотом — при  $450-360^\circ\text{C}$ . Ильваит находится в реакционных соотношениях со скарновыми минералами, а также с гастингситом, магнетитом и пирротинитом и образуется совместно с кварцем (и кальцитом). Наиболее вероятно, что кристаллизация кварц-ильваитовой ассоциации осуществлялась при температурах  $420-360^\circ\text{C}$ . В железоносных известковых скарнах поле устойчивости ильваита смещено в более низкотемпературную область по отношению к полю бабингтонита.

## ЛИТЕРАТУРА

- Виноградова Р. А., Плюснина И. И. Состав, свойства и кристаллохимические особенности минералов изоморфного ряда ферробабингтонит-манганбабингтонит. — «Вестник МГУ. Серия геол.», 1967, № 4, с. 54—67.
- Долгов Ю. А., Базаров Л. Ш. Камера для исследования включений минералообразующих растворов-расплавов при высоких температурах. — В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. М., «Наука», 1965, с. 118—123.
- Дымкин А. М., Мазуров М. П., Николаев С. М. Петрология и особенности формирования магнетитовых месторождений Ирбинского рудного поля (Восточный Саян). Новосибирск, «Наука», 1975. 188 с.
- Мазуров М. П. Ильваит из Ирбинского рудного поля (Восточный Саян). — В кн.: Проблемы региональной геологии и петрографии Сибири и методы геохимических и геофизических исследований. Вып. 2. Новосибирск, 1970, с. 72—74.
- Мазуров М. П., Могилева М. П., Непенина Л. А. Преобразование магнетитовых руд и известковых скарнов в контактовых зонах послерудных интрузий Ирбы. — В кн.: Локальный метаморфизм руд. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 45—57. (Труды ИГиГ, вып. 269).
- Малиновский И. Ю. Парагенетические ассоциации магнетита в системе  $\text{CaCO}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3$  в растворах хлоридов натрия и калия. Новосибирск, «Наука», 1973. 112 с.
- Родзянко Н. Г., Нефедов Н. К., Свириденко А. Ф. Редкометалльные скарны Тырныауза. М., «Недра», 1973. 216 с.
- Хетчиков Л. Н. Об ильваите скарно-полиметаллических месторождений. — «Минералог. сб. Львов. геол. об-ва», 1956, № 10, с. 298—304.
- Шведенков Г. Ю., Калинин Д. В. Влияние избытка  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{SiO}_2$  на скорость синтеза андрадита в системе  $\text{CaCO}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$  — раствор  $\text{NaCl}$ . — «Докл. АН СССР», 1972, т. 205, № 2, с. 443—445.
- Gustafson W. I. The stability of andradite, hedenbergite and related minerals in the system  $\text{Ca}-\text{Fe}-\text{Si}-\text{O}-\text{H}$ . — «J. Petrol.», 1974, v. 15, N 3, p. 454—496.

Ю. И. МАЛИКОВ, И. Н. МАЛИКОВА, Л. Н. ПОСПЕЛОВА

## АКЦЕССОРНЫЕ МАГНЕТИТЫ КОНДОМСКОГО РАЙОНА (Горная Шория)

Геохимические особенности акцессорных магнетитов широко используются для целей формационной корреляции магматических образований, решения вопросов генетической связи с ними железо- и золоторудных месторождений, а магнетит в паре с ильменитом — в качестве геотермометра



и кислородного барометра (Линдсей, 1969; Ляхович, 1968; Миловский, 1962; Вахрушев, 1963, 1973; Коллегов, 1972; Чистяков, 1972; Фоминих, Ярош, 1970; Щербаков, 1974; и др.). Эти работы обычно основываются на химических и спектральных анализах магнетитов и титаномагнетитов, содержащих кроме изоморфных примесей и сверхтонких вростков пластинки и решетки ильменита, ульвошпиннели, герцинита и других шпиннелевых минералов (Рамдор, 1962), являющихся продуктами распада твердых растворов.

Для решения некоторых задач такой подход вполне приемлем. Однако он основывается на не вполне строгой геохимической характеристике минералов, а приводимые в литературе анализы относятся к смесям нескольких минералов в разных пропорциях (Ляхович, 1968). Поэтому эти результаты трудно сопоставимы, особенно в случаях, когда они не сопровождаются минералогическими описаниями и указанием метода выделения магнетита, а иногда приводят и к искаженной картине распределения отдельных элементов. Главным образом это касается титана. Это приводит некоторых исследователей к выводу, что примесь титана и других элементов нельзя без дополнительных данных использовать для решения генетических задач (Дымкин, Шарапов, 1967; Рокачев, 1974).

Средний состав окислов железа и титана, по данным химического и спектрального анализов, обычно принимается за состав первичного титаномагнетита. Однако неполное выделение материала, особенно тонкозернистого магнетита, неучитываемая возможность присутствия примесей других минералов вносит в это определение существенные ошибки. В некоторых случаях восстановить состав первичного титаномагнетита невозможно из-за того, что породы претерпевают необратимые изменения, сопровождающиеся привносом-выносом вещества (Богатиков и др., 1971). Введение в практику минералого-геохимических исследований электронного микрозондирования открывает новые возможности для анализа природных магнетитов.

При изучении петрологических и геохимических особенностей пород Кондомской металлогенетической зоны было показано, что они отражают процесс формирования сиенитов и гранитов, который проходил с привносом кремния и щелочей и сопровождался значительным выносом железа, кальция, магния, титана и ряда элементов-примесей (Маликова, Алабин, настоящий сборник). Таким образом, содержание железа и титана в породах и, очевидно, их соотношение в рудных минералах не оставались постоянными. Обычно наблюдающееся уменьшение отношения  $\text{Pm}/\text{Pm} + \text{Mt}$  при увеличении степени кислотности пород отражает условия прогрессивного окисления (Czarnansky, Mihalik, 1972). Поэтому нами для определения составов аксессуарных магнетитов в породах Кондомского района применен метод электронного микрозондирования.

Определенный при анализе состав соответствует магнетиту, претерпевшему воздействию ряда процессов, приводивших к его изменению (перекристаллизация, растворение, распад твердых растворов, окисление и др.) и, таким образом, служит их отражением. Именно благодаря этим процессам прежде всего и выравнивается, видимо, состав магнетитов; это не просто функция геологического времени, как представляет В. К. Чистяков (1970). Рассмотрим характер распределения и особенности выделения аксессуарного магнетита и сопутствующих ему рудных минералов в породах района в процессе их перекристаллизации, сиенитизации и гранитообразования.

Исходные породы в Кондомском районе представлены главным образом андезито-базальтами. Были выделены следующие группы пород, отражающие основные процессы преобразования андезито-базальтового вещества: 1) серицит-хлоритовые сланцы; 2) хлорит-биотит-полевошпатовые и хлорит-роговообманково-полевошпатовые породы; 3) биотит-роговообманково-полевошпатовые роговики; 4) сиенитизированные породы; 5) сиениты

и 6) граниты. Ниже дано краткое описание аксессуарного магнетита в этих породах.

В наименее измененных андезито-базальтах содержание магнетита колеблется от 0,26 до 2,90 об. %. Вариации количественного содержания магнетита в них определяются в значительной мере степенью перекристаллизации. Преобладают зерна магнетита размером 5—50 мкм, иногда они достигают до 120 мкм. Решеток распада твердых растворов не наблюдается. Ильменит встречается в сростках с магнетитом. Иногда по магнетиту развивается гематит (мартитизация), в единичных случаях магнетит полностью мартитизирован. В некоторых случаях магнетит не обнаружен, сульфиды установлены в небольших количествах (пирротин, пирит, размером достигают 500—600 мкм, редко каплевидный халькопирит).

В рассланцованных породах содержание рудных минералов колеблется от 0,5 до 4,0 об. %. Они представлены магнетитом, ильменитом, гематитом. Магнетит часто, иногда полностью, мартитизирован. Размеры его варьируют от 1—16 до 600 мкм. Зерна магнетита часто раздавлены, в некоторых видна тонкая решетка распада со шпиннелями и иногда с ильменитом. Краевые части зерен в некоторых случаях перекристаллизованы (отсутствуют вростки нерудных минералов и решетки распада твердых растворов). Для пород подрудной толщи характерны более высокие содержания рудных минералов (обычно 3,5 об. %); представлены они мартитом и гематитом (скелетные структуры). Очень редко встречается лейкоксен. Интересно, что в породах рудовмещающей толщи рудных минералов меньше, чем в подрудной толще (0,5—2,0%). Представлены они чаще сульфидами (пирит, халькопирит, пирротин), редко и в небольшом количестве — лейкоксенизированным ильменитом, иногда в виде скелетных образований. В рассланцованных породах надрудной толщи рудных минералов около 1—2%, это магнетит и ильменит, также почти полностью лейкоксенизированные. Сульфиды встречаются редко. В отдельных случаях отмечаются две генерации магнетита. Более мелкий (1—40 мкм) и чистый магнетит имеет правильную кристаллографическую форму, решеток распада в нем не наблюдается. Для всех рассланцованных пород характерно расположение рудных минералов согласно полосчатости, часто они образуют вытянутые мелкозернистые скопления.

В хлорит-биотит-полевошпатовых и роговообманково-плагноклазовых породах, представляющих стадию прогрессивной перекристаллизации, содержание рудных минералов также непостоянно (0,5—3,3 об. %). Они представлены в основном магнетитом и ильменитом (ильменит составляет около 30 об. %). Размер зерен магнетита обычно от 1 до 100 мкм, редко — до 160 мкм. Часто наблюдаются сростки с ильменитом и решетки распада с ильменитом и ульвошпиннелем, а также мirmekит ильменита. Иногда ильменит лейкоксенизирован.

Изредка отмечаются сульфиды (главным образом пирит) и гидроокислы железа. В пироксен-роговообманково-плагноклазовых породах, которые распространены главным образом в пределах Мустагского плутона, рудные минералы существенных отличий не имеют. Можно только отметить, что они менее изменены, сульфиды встречаются еще реже, гидроокислы железа отсутствуют. Решетка распада твердого раствора наблюдается очень редко и магнетиты более чистые.

В биотит-роговообманково-полевошпатовых роговиках рудные минералы представлены в основном магнетитом, количество которого сильно варьирует (0,2—4,2 об. %). Здесь он более мелкозернистый (1—50 мкм), варьирует (0,2—4,2 об. %). Зерна магнетита очень редко в единичных зернах достигают 200 мкм (фото 4). Зерна магнетита правильной формы, хорошей степени сохранности. Решеток распада твердых растворов в них не встречено. Изредка отмечаются сростки с ильменитом и мirmekиты ильменита. В очень редких случаях магнетит незначительно мартитизирован. Сульфиды в выбранных для исследования образцах с минимально наложенной минерализацией очень редки, это в ос-



новком пирит (до 40 мкм), пирротин (50—200 мкм); халькопирит развит главным образом по пирротину.

В сиенитизированных породах рудных минералов меньше; они представлены главным образом магнетитом, реже — ильменитом и гематитом. Количество рудных минералов 0,2—1,68 об. %, в редких случаях — до 3,6 об. %. Отмечаются две генерации магнетита: 1) более крупный (200—300 мкм) сильно изменен, изъеден, встречается в виде реликтов, иногда в сростании с ильменитом; 2) более мелкозернистый магнетит (1—30 мкм) образует выделения правильной формы, часто скопления вблизи темноцветных минералов. По своим размерам и форме он сходен с магнетитом роговиков. В крупных зернах магнетита, как правило, присутствует решетка распада твердого раствора с ильменитом и, возможно, с ульвошпинелью, много включений нерудных минералов. Магнетит и ильменит часто имеют мирмекитовую структуру. Гематит встречен главным образом в сиенитизированных породах рудовмещающей толщи (1—1,5 об. %) в виде хорошо оформленных крупных (до 1000 мкм) кустистых образований, возможно, частично развитых по магнетиту.

В сиенитах рудные минералы также представлены в основном магнетитом. Содержание его в породах до 2 об. %. Встречается, как правило, магнетит двух генераций. 1. Более крупные зерна (от 40 до 400—600 мкм), сильно измененные, часто давленные, характерны различные (тонкие и более грубые) решетки распада с ильменитом и ульвошпинелью (фото 2). Иногда по магнетиту развивается гематит.

Встречаются мирмекиты магнетита и ильменита. В некоторых случаях прослеживается рекристаллизация этого магнетита в более мелкозернистый магнетит (фото 3), иногда бывшие крупные кристаллы обновлены (фото 4) (центральная часть монокристаллов имеет массу нерудных включений, периферическая же свободна от них, приобретает хорошую окантовку). 2. С этим периодом «обновления», видимо, и связано образование второй генерации магнетита. Размеры его зерен от 1 до 40 мкм, изредка до 60—80 мкм. Этот магнетит равномерно распространен во всей породе и иногда образует скопления и реакционные каймы возле магнетита первой генерации и темноцветных минералов. Ильменит встречается редко, и главным образом, в виде решетки распада твердых растворов в зернах магнетита первой генерации. Большая его часть лейкоксенизирована.

В гранитоидах рудные минералы представлены, главным образом, магнетитом, в небольшой степени ильменитом, в единичных случаях гематитом. В биотитовых гранитах количество магнетита обычно не более 1 об. %, размер зерен от 20—30 до 200 мкм, очень редко до 500 мкм. Приурочен он к темноцветным минералам гранитов, иногда в сростках с ильменитом. Почти всегда наблюдаются структуры распада твердого раствора с ильменитом (фото 6, 7). Магнетит незначительно мартитизирован. В более аляскинских разностях гранитов, местами встречающихся в пределах Мустагского массива, где биотита мало или он практически отсутствует, количество магнетита увеличивается до 1,3—2,2 об. %.

Таким образом, при образовании сиенитов и гранитов изменяются характер выделения магнетита и его размеры. Формирование роговиков идет обычно с уменьшением размеров зерен магнетита. В большинстве пород наблюдаются две генерации магнетита. Решетки распада твердых растворов с ильменитом встречаются в сиенитизированных породах, сиенитах и гранитах. Перекристаллизация магнетита в хлорит-биотит-полевошпатовых и роговообманково-плагноклазовых породах сопровождается увеличением в них количества ильменита, в рассланцованных породах — лейкоксена, а в гранитоидах — сфена. Количество ильменита в сиенитах и гранитах заметно уменьшается.

Некоторые особенности аксессуарных рудных минералов (замещение магнетита гематитом, лейкоксенизация ильменита, появление сульфидов и др.), вероятно, в значительной степени объясняются частичным наложе-

нием постмагматических процессов, усложняющих общую картину распределения магнетита в породах. От их влияния не удастся полностью избавиться при подборе геологического материала в связи с неоднократным проявлением в районе процессов активизации.

Нами проведены определения ряда элементов-примесей в магнетитах Кондомского района, они выполнены на микроанализаторе MS-46 фирмы «Самеса» с углом выхода рентгеновского излучения 18°. Подготовка к анализу образцов и эталонов проводилась по методике, предложенной Ю. И. Маликовым (Чепуров и др., 1974; Лаврентьев и др., 1974).

Все магнетиты характеризуются весьма незначительными, ниже предела чувствительности, содержаниями кремния и кальция, что свидетельствует о небольшом влиянии включений породообразующих минералов (табл. 1). Наблюдается существенный разброс содержания  $TiO_2$  в магнетитах из всех изучаемых пород: в хлорит-полевошпатовых, роговообманково-плагноклазовых, сиенитизированных породах и роговиках  $TiO_2$  — от 0,05 до 0,50%; в серицит-хлоритовых сланцах — примерно в тех же пределах, но наряду с этим встречено зерно магнетита с очень тонкой решеткой распада (видимо, ульвошпинель), содержащее до 8,67%  $TiO_2$ , что, очевидно, объясняется наличием реликтового магнетита андезито-базальтов.

Проанализированные нами магнетиты из андезито-базальтов содержат 1,88—2,63%  $TiO_2$ . По данным других исследователей, в условиях быстрой кристаллизации образуются однородные магнетиты с высоким содержанием титана (по Д. С. Штейнберг, В. Г. Фоминных — до 16—20%  $TiO_2$ ). Микроанализ трех магнетитов из базальтовой формации Нижней Силезии, чистых от вростков присутствующей в них ульвошпинели, показал содержание  $TiO_2$  2,5% (Hubucka-Plasinska, 1974). Магнетиты с повышенным содержанием титана обнаружены нами также в сиенитах (ранняя генерация). Сравнение содержания  $TiO_2$  в аксессуарных магнетитах, определенных методом электронного микрозондирования, с данными В. К. Чистякова (1972) и В. К. Чистякова, И. П. Ивонина (1972) для сарлыкских и мустагских гранитов (табл. 2) показывает расхождение в 3—4 раза и больше. При этом результаты, полученные на микрозонде, всегда более низкие. Та же картина наблюдается и в отношении марганца.

Сравнение результатов определения ванадия показывает, что химический метод и метод электронного микрозондирования дают близкие результаты и второй метод — несколько более высокие. Это свидетельствует о преимущественном вхождении ванадия непосредственно в решетку магнетита и большем его содержании в магнетите по сравнению с продуктами распада твердых растворов.

Некоторые авторы отмечают повышенное содержание ванадия в более ранних высокотемпературных магнетитах (Dunkan, Taylor, 1968). В этой связи интересно отметить повышенное содержание ванадия в магнетитах из каменущинских гранитоидов и некоторых пород прогрессивного этапа перекристаллизации. Иногда в этих магнетитах видны сверхтонкие труднодиагностируемые прорастания, видимо пиррофанит (см. фото 2). За счет тонких вростков в магнетите иногда повышаются содержания алюминия и магния. Но в большинстве своем перекристаллизация магнетита, вероятно, привела к достаточно полной очистке от магния, а в ряде случаев и от ванадия; кристаллизация новообразованного магнетита проходила в условиях более низких содержаний этих элементов.

Для полного и достоверного сопоставления составов аксессуарных магнетитов с данными микрозондирования составлена табл. 3 (Руб и др., 1975). Из нее видно существенно более низкое содержание  $TiO_2$ , полученное методом электронного микрозондирования, что говорит о наличии в них в виде продуктов распада твердых растворов минералов



Таблица 1  
Содержание элементов-примесей в акцессорных магнетитах пород Кондомского района, по данным электронного микрозондирования, вес. %

| Породы                                        | Место взятия образца             | Номер пробы | SiO <sub>2</sub> | TiO <sub>2</sub> | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | MnO     | MgO     | CaO     | V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> |
|-----------------------------------------------|----------------------------------|-------------|------------------|------------------|--------------------------------|---------|---------|---------|-------------------------------|
| Серпичит-хлоритовые сланцы                    | г. Таштагол, горизонт 70         | 91/36       | 0,20             | 0,22-8,67        | 0,12                           | Не обн. | Не обн. | Не обн. | 0,10                          |
|                                               | пос. Шерешев, скв. 542           | 150/18      | 0,11             | 0,44             | 0,10                           | »       | »       | »       | 0,14                          |
|                                               | г. Таштагол, скв. 309            | 119/64      | 0,25             | 0,07             | 0,05                           | 0,03    | 0,06    | 0,10    | 0,30                          |
| Роговообманково-плагноклазовые                | гора Ишир                        | 256/1       | Не обн.          | 0,09             | 0,23                           | 0,13    | 0,03    | 0,07    | 0,58                          |
|                                               | рудник Шалым                     | 377/1а      | 0,08             | 0,49             | 0,22                           | 1,67    | Не обн. | Не обн. | 0,23                          |
|                                               | пос. Шерешев, скв. 546           | 377/16      | 0,04             | 0,22             | 0,07                           | 0,17    | »       | »       | 0,10                          |
| Хлорит-полевошпатовые                         | г. Таштагол, скв. 364            | 153/18      | 0,09             | 0,38             | 0,02                           | 0,03    | »       | 0,07    | 0,15                          |
|                                               | г. Таштагол, скв. 364            | 120/67      | 0,18             | 0,54             | 0,13                           | 0,01    | »       | 0,10    | 0,20                          |
|                                               | г. Таштагол, скв. 364            | 120/3       | 0,11             | 0,11             | 0,08                           | 0,06    | 0,69    | 0,06    | 0,03                          |
| Бютиг-роговообманково-полевошпатовые роговики | р. Ниж. Каменушка                | 185/1а      | 0,02             | 0,51             | 0,28                           | 0,03    | Не обн. | 0,01    | 0,17                          |
|                                               | Северный контакт                 | 185/16      | 0,07             | 0,24             | 0,05                           | 0,03    | »       | 0,16    | 0,03                          |
|                                               | Сарлыкского массива              | 338/1       | 0,02             | 0,22             | 0,10                           | 0,03    | »       | 0,06    | 0,27                          |
| Сленитизированные                             | пос. Шерешев, скв. 511           | 154/27      | 0,07             | 0,07             | 0,05                           | 0,18    | 0,05    | 0,02    | 0,25                          |
|                                               | гора Шерешева                    | 395/2       | 0,03             | 0,07             | 0,02                           | 0,08    | 0,01    | Не обн. | Не обн.                       |
|                                               | Верховья р. Мал. Каменушка       | 388а/1      | 0,09             | 0,07             | 0,02                           | 0,03    | Не обн. | 0,01    | 0,08                          |
| Слениты                                       | р. Кочура                        | 320/1       | Не обн.          | 0,15             | 0,04                           | Не обн. | »       | Не обн. | 0,08                          |
|                                               | гора Шерешева                    | 392/1а      | 0,10             | 7,74             | 0,05                           | 1,14    | »       | »       | 0,15                          |
|                                               | Шалымское месторождение, штольня | 392/16      | 0,06             | 0,13             | 0,08                           | 0,08    | 0,06    | »       | 0,03                          |
| Граниты                                       | ни                               | 420/1а      | 0,07             | 1,00             | 0,02                           | Не обн. | Не обн. | 0,01    | Не обн.                       |
|                                               | р. Ниж. Каменушка                | 420/16      | 0,56             | 0,49             | 0,10                           | 0,07    | Не обн. | »       | 0,61                          |
|                                               | р. Мал. Каменушка                | 183/1       | 0,03             | 0,15             | 0,05                           | 0,11    | »       | »       | 0,36                          |
|                                               | гора Ишир                        | 231/1       | Не обн.          | 0,25             | 0,05                           | 0,11    | »       | »       | 0,05                          |
|                                               | » Кригнал                        | 242/1       | 0,22             | 0,36             | 0,10                           | 0,02    | »       | 0,12    | 0,22                          |
|                                               | » Сарлык                         | 269/1       | 0,07             | 0,68             | 0,10                           | 0,20    | »       | »       | 0,12                          |
|                                               |                                  | 334/2       | 0,02             | 0,77             | 0,53                           | 0,16    | »       | »       | 0,12                          |

Примечание. а — магнетит ранней, б — магнетит поздней генераций.

Таблица 2  
Состав акцессорных магнетитов Кондомского района (вес. %) по данным химического анализа (В. К. Чистяков, 1972)

| Характеристика используемых материалов                         | Количество анализов | TiO <sub>2</sub> | MnO   | V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
|----------------------------------------------------------------|---------------------|------------------|-------|-------------------------------|--------------------------------|
| Магнетит из сиенитов Кондомского района                        | 17                  | 2,92             | 1,040 | 0,092                         | 0,008                          |
| Магнетит из гранитов Сарлыкского массива                       | 22                  | 1,73             | 0,550 | 0,160                         | 0,025                          |
| Магнетит из гранитов Мустагского плутона                       | 45                  | 1,97             | 0,596 | 0,193                         | 0,021                          |
| Мустагский плутон, магнетит из разреза в основании горы Мустаг | 13                  | 2,48             | 0,490 | 0,371                         | 0,036                          |
| Мустагский плутон, магнетит из разреза по вершине горы Мустаг  | 10                  | 2,74             | 0,845 | 0,031                         | 0,003                          |

титана и, возможно, сростаний с самостоятельными зернами ильменита. Аналогичная, но менее ярко выраженная картина наблюдается для марганца и хрома. Для ванадия, как и для пород Кондомского района, характерны обратные соотношения.

Таким образом, эти результаты показывают, что определение элементов-примесей в акцессорных магнетитах методом электронного микрозондирования позволяет в значительной степени избавиться от влияния, которое оказывают на результаты химического и спектрального анализов примеси других минералов. Только в отдельных случаях при анализе на микрозонде магнетитов Кондомского района сверхтонкие вставки ( $\ll 1$  мкм) служат причиной более высоких содержаний магния, алюминия и марганца, что свидетельствует о недостаточном полном выносе этих элементов при перекристаллизации пород, сленитизации и гранитообразовании.

Для сравнения акцессорных магнетитов с магнетитами из руд месторождений Кондомской группы нами проведено электронное микрозондирование 17 магнетитов из разных рудных тел этих месторождений. Образцы магнетитов и результаты их химического анализа по Шерешевскому, Шалымскому и Таштагольскому месторождениям были любезно предоставлены С. С. Лапиным, а по Кочуриному месторождению — Л. К. Павловой. Просмотр этих магнетитов в отраженном свете показал, что в них отсутствуют решетки распада твердых растворов с ильменитом и ульвошинелью, но постоянно, за исключением таштагольских руд, присутствуют в различных количествах субмикроскопические включения, по-видимому, алюминиевых шпинелей (фото 8).

Таблица 3  
Содержание элементов-примесей в акцессорных магнетитах из пород Сихотэ-Алинского антиклинория, по данным М. Г. Руб и др. (1975), вес. %

| Порода                    | Количество анализов | TiO <sub>2</sub> | V <sub>2</sub> O <sub>5</sub> | MnO  | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
|---------------------------|---------------------|------------------|-------------------------------|------|--------------------------------|
| Магнетит из трахитов      |                     |                  |                               |      |                                |
| Спектральный анализ       |                     | 16,67            | 1,69                          | 0,70 | 0,18                           |
| Микрозонд                 | 3                   | 3,68             | 1,65                          | 0,40 | 0,09                           |
| Магнетит из монцититов    |                     |                  |                               |      |                                |
| Спектральный анализ       |                     | 7,33             | 1,48                          | 0,44 | 0,92                           |
| Микрозонд                 | 3                   | 1,48             | 1,71                          | 0,21 | 0,28                           |
| Магнетит из граносиенитов |                     |                  |                               |      |                                |
| Спектральный анализ       |                     | 12,00            | 0,93                          | 0,41 | 0,67                           |
| Микрозонд                 | 5                   | 4,99             | 1,11                          | 0,56 | 0,25                           |



Сравнение данных таблиц 4 и 1 показывает, что рудные магнетиты от аксессуарных отличаются более равномерным распределением титана и более низким его содержанием (0,07—0,34%), что говорит об их кристаллизации из растворов, не несущих значительных количеств титана. Четко выделяются рудные тела с малотитанистым магнетитом (0,08—0,13%) и несколько более титанистым (0,28—0,31%), что, по данным С. С. Лапина (1973), определяется их образованием по породам разного состава. Определения  $TiO_2$  методом электронного микрозондирования обнаруживают хорошую сходимость с данными химического анализа.

Интересные результаты дает сравнение составов аксессуарных и рудных магнетитов и по другим элементам. Так, содержание алюминия в аксессуарных магнетитах близко к содержанию его в магнетите большинства рудных тел, по данным электронного микрозондирования. Но в некоторых рудных телах (главные рудные тела Шерегешевского и Шалымского месторождений) микрозонд также дал высокое содержание  $Al_2O_3$ , (в среднем 0,70%). На Шерегеше магнетит сопровождается структурами распада с алюминиевой шпинелью, а на Шалыме  $Al_2O_3$ , видимо, полностью входит в решетку магнетита. Об этом свидетельствует сопоставление результатов химических анализов и минералогических наблюдений. Магнетит главного рудного тела Шерегешевского месторождения также обогащен марганцем и магнием, причем сравнение с данными химического анализа показывает преимущественное вхождение марганца в структуру магнетита, а магния — в решетки распада алюминиевых шпинелей. По литературным данным (Рамдор, 1962), повышенные содержания алюминия и магния характерны для более высокотемпературных магнетитов, однако для магния большую роль может играть и более высокая щелочность растворов (Павлов, Ревердатто, 1965). Содержание ванадия в рудных магнетитах более низкое, чем в аксессуарных, что подчеркивает их более низкотемпературный характер.

Таким образом, достаточно хорошая сходимость результатов изучения рудных магнетитов химическим методом и методом электронного микрозондирования по титану и ванадию дает возможность предполагать, что они входят в магнетит в виде изоморфных примесей и неоднородность их распределения в нем более высокого порядка. Сравнение данных по алюминию, магнию и марганцу свидетельствует об их более сложном распределении. Сопоставление результатов анализов по кремнию и кальцию показывает, что нам удалось избавиться от влияния на них тонких вростков силикатного и карбонатного материалов.

Для магнетитов Шерегешевского месторождения (табл. 5) также наблюдается хорошая сходимость различных методов по определению содержаний  $TiO_2$ . Содержания других элементов трудно сопоставимы, так как они получены на разном геологическом материале, а распределение магния, марганца и алюминия, как уже указывалось выше, сложное. Однако в общем прослеживается, что электронный микрозонд дает более низкие содержания алюминия и, отчасти, магния, а содержания марганца остаются примерно на том же уровне, что и при других видах анализов.

Существенно иные соотношения содержания ряда элементов-примесей отмечают Л. В. Чернышовой и др. (1975) при сравнении данных химических анализов магнетитов и электронного микрозондирования для магматического титаномагнетитового месторождения Мал. Куйбас, связанного с габбро-диабазам. Лишь небольшая часть титана и магния изоморфно входит в магнетит. В наиболее гомогенных участках магнетит, по данным микрозондирования, характеризуется повышенными содержаниями хрома и ванадия и более низкими — марганца. Сравнение полученных нами результатов по магнетитам из контактово-метасоматических месторождений Кондомского района с данными Л. В. Чернышовой, В. Г. Фоминых и др. для месторождения другого

Таблица 4

Содержание элементов-примесей в магнетитах из руд Кондомского района, вес. %

| Место вытия образца                                           | Номер образца | $SiO_2$ |         | $TiO_2$ |      | $Al_2O_3$ |      | $MnO$ |      | $MgO$   |         | $CaO$   |         | $V_2O_5$ |         |
|---------------------------------------------------------------|---------------|---------|---------|---------|------|-----------|------|-------|------|---------|---------|---------|---------|----------|---------|
|                                                               |               | а       | б       | а       | б    | а         | б    | а     | б    | а       | б       | а       | б       | а        | б       |
| Титанолюское месторождение, рудное тело 10, горизонт +140     | ЛТ 1/63       | 1,59    | 0,31    | 0,11    | 0,09 | 0,44      | 0,25 | 0,05  | 0,02 | Не обн. | 0,08    | 0,11    | 0,07    | 0,04     | 0,02    |
|                                                               | ЛТЛ 7/63      | 1,31    | 0,02    | 0,12    | 0,07 | 0,13      | 0,02 | 0,13  | 0,10 | »       | 0,08    | 0,57    | 0,11    | 0,04     | 0,05    |
|                                                               | ЛТЛ 8/63      | 2,45    | 0,04    | 0,12    | 0,09 | 0,33      | 0,02 | 0,05  | 0,02 | »       | 0,02    | 0,11    | 0,02    | 0,04     | 0,03    |
|                                                               | Среднее       | 1,78    | 0,12    | 0,12    | 0,08 | 0,30      | 0,10 | 0,08  | 0,05 | »       | 0,03    | 0,26    | 0,07    | 0,04     | 0,03    |
| Шалымское месторождение, горизонт +850                        | ШЛ 4/64       | 2,05    | 0,04    | 0,30    | 0,25 | 0,89      | 0,02 | 0,12  | 0,23 | »       | 0,25    | 0,11    | 0,04    | 0,01     | Не обн. |
|                                                               | ШЛ 5/64       | 1,17    | 0,23    | 0,28    | 0,25 | 1,02      | 0,16 | 0,09  | 0,17 | 0,03    | 0,33    | Не обн. | Не обн. | 0,02     | »       |
|                                                               | ШЛ 10/64      | 1,01    | 0,09    | 0,25    | 0,34 | 0,51      | 0,05 | 0,04  | 0,06 | Не обн. | 0,25    | 0,34    | 0,01    | 0,01     | »       |
|                                                               | Среднее       | 1,41    | 0,12    | 0,25    | 0,28 | 0,81      | 0,08 | 0,08  | 0,15 | »       | 0,28    | 0,15    | 0,01    | 0,01     | »       |
| Шалымское месторождение                                       | ШЛ 20/64      | 1,89    | 0,14    | 0,10    | 0,11 | 0,88      | 0,81 | 0,04  | 0,52 | 0,25    | 0,14    | 0,41    | Не обн. | 0,03     | »       |
|                                                               | ШЛ 21/64      | 0,69    | 0,07    | 0,10    | 0,16 | 0,43      | 0,75 | 0,05  | 0,14 | Не обн. | 0,08    | 0,23    | »       | 0,03     | 0,02    |
|                                                               | ШЛ 22/64-1    | 0,77    | 0,04    | 0,10    | 0,11 | 0,24      | 0,83 | 0,08  | 0,04 | 0,03    | 0,08    | 0,23    | »       | 0,02     | Не обн. |
|                                                               | ШЛ 22/64-2    | 1,12    | 0,07    | 0,10    | 0,13 | 0,52      | 0,45 | 0,06  | 0,14 | 0,01    | 0,11    | 0,19    | »       | 0,03     | »       |
| Шерегешевское месторождение                                   | ШР 6/63       | 0,48    | 0,02    | 0,33    | 0,29 | 1,61      | 0,64 | 1,59  | 4,49 | 3,75    | 1,27    | 0,61    | 0,02    | 0,03     | 0,02    |
|                                                               | ШР 8/63       | 0,42    | Не обн. | 0,30    | 0,33 | 0,96      | 0,75 | 2,47  | 4,32 | 2,61    | 1,21    | 0,82    | 0,01    | 0,02     | Не обн. |
|                                                               | ШР 9/63       | 1,52    | 0,04    | 0,33    | 0,31 | 1,38      | 0,65 | 1,69  | 1,99 | 1,85    | 0,06    | 0,87    | 0,02    | 0,03     | »       |
|                                                               | Среднее       | 0,81    | 0,02    | 0,32    | 0,31 | 1,32      | 0,68 | 1,92  | 3,60 | 2,68    | 0,77    | 0,77    | 0,02    | 0,03     | 0,01    |
| Шерегешевское месторождение, 11 рудный участок, горизонт +525 | ШР 34/63      | 1,10    | Не обн. | 0,20    | 0,05 | 0,53      | 0,02 | 0,70  | 0,61 | 0,56    | Не обн. | 0,85    | 0,01    | 0,04     | 0,01    |
|                                                               | ШР 39/63      | 1,80    | 0,16    | 0,16    | 0,11 | 0,89      | 0,13 | 1,43  | 1,13 | 1,56    | 0,10    | 0,91    | 0,02    | 0,01     | Не обн. |
|                                                               | ШР 42/63      | 0,72    | 0,04    | 0,18    | 0,13 | 0,93      | 0,33 | 2,10  | 2,15 | 2,15    | 0,98    | 0,42    | 0,01    | 0,02     | 0,02    |
|                                                               | Среднее       | 1,31    | 0,07    | 0,18    | 0,10 | 0,78      | 0,16 | 1,41  | 1,28 | 1,42    | 0,36    | 0,73    | 0,01    | 0,02     | 0,01    |
| Кочуринское месторождение                                     | Ш-4/72        | 0,07    | 0,07    | 0,02*   | 0,22 | 0,05      | 0,05 | 0,3*  | 0,07 | 0,16    | 0,16    | Не обн. | Не обн. | 0,07     | 0,07    |
|                                                               | Ш-34/72       | 0,15    | 0,15    | 0,02*   | 0,09 | 0,06      | 0,06 | 1,0*  | 0,02 | 0,20    | 0,20    | 0,05    | 0,05    | 0,005    | Не обн. |
|                                                               | Среднее       | 0,11    | 0,11    | 0,02    | 0,15 | 0,06      | 0,06 | 0,65  | 0,05 | 0,18    | 0,18    | 0,02    | 0,02    | 0,03     | 0,03    |

Примечание. а — химический анализ, по данным С. С. Лапина (1976); б — электронное микрозондирование, по данным авторов; звездочкой отмечен полуколичественный спектральный анализ, по данным Л. К. Павловой.



Таблица 5

Содержания некоторых элементов-примесей в магнетитах из руд Шерегешевского месторождения, по данным разных авторов

| № п/п | Характеристика используемых данных                | Количество анализов | TiO <sub>2</sub> | MnO  | MgO  | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> |
|-------|---------------------------------------------------|---------------------|------------------|------|------|--------------------------------|
| 1     | Среднее по Шерегешевскому месторождению . . . . . | 53                  | 0,26             | 1,53 | 1,46 | 0,95                           |
| 2     | Участок Главный . . . . .                         | 51                  | 0,20             | 0,50 | 0,71 | 1,09                           |
| 3     | Участок Подрусловый . . . . .                     | 34                  | 0,05             | 0,33 | 0,46 | 0,81                           |
| 4     | Среднее по Шерегешевскому месторождению . . . . . | 23                  | 0,37             | 1,10 |      |                                |
| 5     | То же . . . . .                                   | 5                   | 0,36             | 1,09 | 0,53 | 2,06                           |
| 6     | Магнезиальные скарны . . . . .                    |                     | 0,22             | 0,66 | 0,07 | 0,21                           |
| 7     | Апоскарны . . . . .                               |                     | 0,23             | 2,0  | 2,34 | 0,34                           |
| 8     | Известковые скарны . . . . .                      |                     | 0,09             | 0,55 | 0,28 | 0,06                           |

Примечание. 1 — результаты химического анализа (С. С. Лапин, 1973); 2,3 — микрохимический и спектральный анализ (данные ЗСГУ, В. П. Орлов); 4 — данные В. Н. Шарапова и М. И. Каминской; 5 — химический анализ (В. А. Вахрушев, 1965); 6—8 — результаты электронного микрозондирования. Данные В. Приходько, аналитик — Л. Н. Поспелова. Рудные месторождения СССР, 1974.

генетического типа показывает различия в распределении элементов-примесей, которые могут быть положены в основу решения вопросов, касающихся генезиса рудных месторождений.

В заключение авторы выражают глубокую благодарность Ф. В. Сухорукову, советами которого неоднократно пользовались в процессе минералогических исследований, и С. С. Лапину, любезно предоставившему образцы рудных магнетитов и данные их химических анализов.

## ВЫВОДЫ

1. В процессе прогрессивной перекристаллизации пород Кондомского района, сопровождающей формирование сиенитов и гранитов, изменяются характер выделения акцессорного магнетита и его соотношение с титановыми минералами. В большинстве случаев в породах (хлорит-серпентиновые сланцы, роговообманково-плагноклазовые породы, роговики, сиенитизированные породы, сиениты) наблюдаются две генерации магнетита, из которых более ранняя, вероятно, унаследована от исходных андезитов-базальтовых пород и имеет более высокие содержания ряда элементов-примесей.

2. Определение содержания элементов-примесей в наиболее гомогенных участках акцессорных магнетитов показывает тенденцию их освобождения в процессе образования сиенитов и гранитов от титана, марганца и в большинстве случаев от алюминия, магния и ванадия.

3. Сопоставление результатов электронного микрозондирования акцессорных магнетитов из сиенитов и гранитов и химических анализов (по литературным данным) показывает значительные расхождения содержания TiO<sub>2</sub> за счет широкого проявления в них решеток распада твердых растворов. Рудные магнетиты от акцессорных отличаются более равномерным и более низким содержанием TiO<sub>2</sub>, что говорит об их кристаллизации из растворов, не несущих значительных его количеств. Достаточно хорошо сходятся результаты электронного микрозондирования рудных магнетитов и химических анализов по титану и ванадию. Эти соотношения и сопоставления других элементов-примесей позволяют рассматривать некоторые вопросы относительно формы их вхождения в магнетит.

Все это необходимо учитывать при сравнении результатов анализов магнетитов, полученных на материале разной степени гомогеннос-

ти, предварительно оценивая ее по полированным шлифам изучаемых пород и руд.

4. Сравнение распределения элементов-примесей в рудных магнетитах контактово-метасоматических месторождений Кондомского района с литературными данными по магматическому титано-магнетитовому месторождению Мал. Куйбас (Южный Урал), полученными также с применением метода электронного микрозондирования, свидетельствует о различиях, которые могут послужить основой для решения вопросов, касающихся генезиса месторождений железа, а возможно, и других рудных месторождений, содержащих магнетит. Этот аспект применения электронного микрозондирования к анализу природных магнетитов весьма перспективен и требует дальнейшей разработки.

## ЛИТЕРАТУРА

- Богатиков О. А., Карпова О. В., Петерский Д. М., Шаронова З. В. Гомогенизация титаномагнетитов и восстановление состава первичного титаномагнетита. — «Известия АН СССР. Физика земли», 1971, № 7, с. 68—79.
- Вахрушев В. А. Элементы-примеси в магнетите железорудных месторождений Алтае-Саянской области. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. 1. Новосибирск, «Наука», 1963, с. 31—41.
- Вахрушев В. А. Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1965. 291 с.
- Вахрушев В. А. Рудные минералы изверженных горных пород и их значение при петрологических исследованиях. М., «Наука», 1973. 124 с.
- Дымкин А. М., Шарапов В. Н. Некоторые закономерности распределения элементов-примесей в магнетитах метасоматических железорудных месторождений. — В кн.: Геология и генезис магнетитовых месторождений Сибири. М., «Наука», 1967, с. 184—190.
- Коллегов Л. Н. К использованию геохимических особенностей магнетита с целью формационно-комплексной корреляции интрузий (на примере Березовского месторождения в Восточном Саяне). — Труды ТГУ. Серия геол., 1972, т. 232, с. 96—105.
- Лаврентьев Ю. Г., Поспелова Л. Н., Соболев Н. В., Маликов Ю. И. Определение состава породообразующих минералов методом рентгеноспектрального микроанализа с электронным микрозондом. — «Заводская лаборатория», 1974, № 4, с. 657—661.
- Лапин С. С. Термохимические условия рудообразующих систем и распределение элементов-примесей в магнетите Кондомских железорудных месторождений. — В кн.: Физическое и физико-химическое моделирование рудообразующих систем. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 162—180.
- Лапин С. С. Магнетитовые рудные тела, их внутреннее строение и магнитные свойства. Новосибирск, «Наука», 1976.
- Лихович В. В. Акцессорные минералы. М., «Наука», 1968. с. 275.
- Линделей Д. Х. Окислы Fe и Ti как геологический термометр и кислородный барометр. М., «Недра», 1969, с. 7—14. (Труды геофиз. лаборатории ин-та Карнеги за 1962—1963 гг.).
- Миловский А. В. Геохимическая характеристика акцессорного и рудного магнетита (Восточный Саян). — «Геохимия», 1962, № 12, с. 1094—1100.
- Павлов А. Л., Ревертато В. В. О генезисе магнетита. — «Геол. и геофиз.», 1965, № 12, с. 73—79.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сращения. М., ИЛ, 1962. 1132 с.
- Рокачев С. А. Распределение элементов-примесей в магнетитовых месторождениях Тургай. — В кн.: Минералогия и геохимия железорудных месторождений Урала. Свердловск, 1974, с. 100—108. (Минералог. сборник, № 11).
- Руб М. Г., Гладков Н. Г., Павлов В. А., Тронова Н. В. Акцессорные магнетиты и хромшпинелиды как индикаторы генезиса магматических пород. — «Известия АН СССР. Геология», 1975, № 10, с. 10—26.
- Рудные месторождения СССР. Т. 1. М., «Недра», 1974. 327 с.
- Фоминных В. Г., Ярош Н. А. Состав и распределение магнетита в различных типах гранитоидов Урала. — В кн.: Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Вып. 85. Свердловск, 1970, с. 167—202.
- Цветков А. И., Мясников Н. А. О природе пластинчатых образований в титаномагнетите. — «Известия АН СССР. Геология», 1965, № 2, с. 16—32.
- Чернышова Л. В., Фоминных В. Г., Шевченко В. И., Дубакина Л. С. О фазовом составе, структурах и свойствах магнетитов месторождения Малый Куйбас. — В кн.:



- Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Л., «Наука», 1975, с. 23—31.
- Чепуров А. И., Лаурентьев Ю. Г., Покачалова О. С., Маликов Ю. И. Состав включений расплава в минералах псевдолейцитита (Центральный Алдаи).— «Геол. и геофиз.», 1974, № 4, с. 55—60.
- Чистяков В. К. К вопросу о формах вхождения элементов-примесей в магнетит.— «Геохимия», 1970, № 2, с. 217—227.
- Чистяков В. К. К вопросу об использовании элементов-примесей в магнетите как критерия минералого-геохимической связи месторождений с интрузиями.— «Труды ТГУ. Геология», 1972, т. 232, с. 106—118.
- Чистяков В. К., Ивонин И. П. Элементы-примеси в акцессорном магнетите ультраосновных, основных и щелочных пород некоторых интрузивных комплексов Алтае-Саянской области. «Труды ТГУ. Геология», 1972, т. 232, с. 85—95.
- Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. Генетическое и практическое значение изучения акцессорных окисных железо-титановых минералов в изверженных горных породах.— В кн.: Акцессорные минералы изверженных пород. М., «Наука», 1968, с. 281—287.
- Щербатов Ю. Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск, «Наука», 1974. 277 с.
- Buddington A. F., Lindsley D. H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents.— «J. Petrol.», 1964, v. 5, p. 310—357.
- Czamanske G. K., Mihalik P. Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka complex, Oslo area, Norway: part one the opaque oxides.— «J. Petrol.», 1972, v. 13, N 3, p. 493—509.
- Dasgupta H. Influence of temperature and oxygen fugacity on fractionation of manganese between coexisting titaniferous magnetites and ilmenites.— «J. Geol.», 1970, v. 78, p. 248.
- Duncan A. R., Taylor S. R. Trace element analyses of magnetites from andesitic and dacitic lavas from Bay of Plenty, New Zealand.— «Contr. mineral. and Petrol.», 1968, v. 20, p. 30—33.
- Hubicka-Ptasinska M. Iron and titanium oxide minerals in some rocks of volcanic basaltic formation of Lower Silesia.— Prace Min.,— Polska Akad. Nauk, 1974, 38, 15—28.

## ПРИЛОЖЕНИЯ



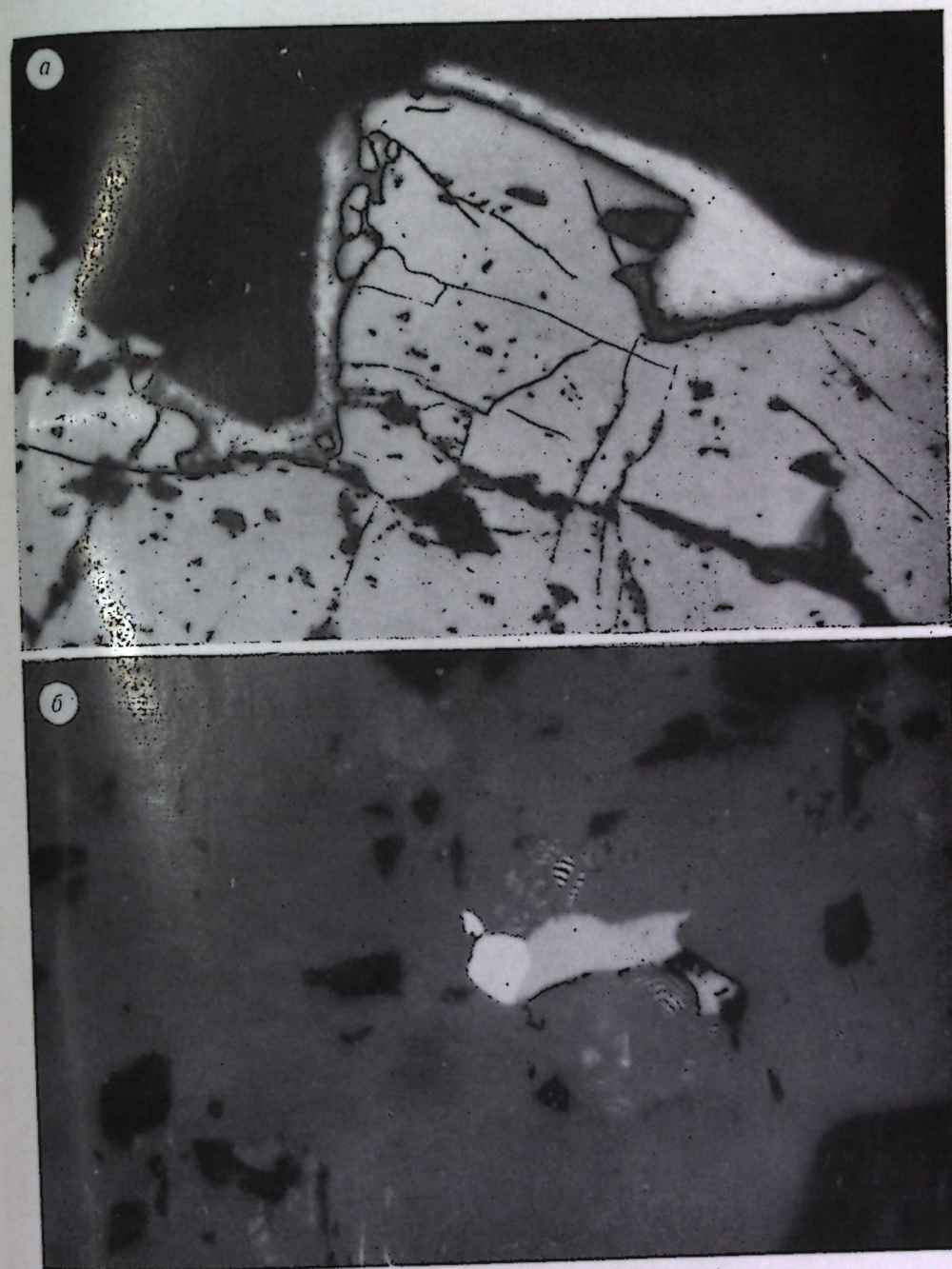


Фото I.

а — электрум (белое) нарастает на пирите (светло-серое). Черное — кварц. Глубина 80 м,  $\times 611$ .  
Все фотоснимки выполнены С. Г. Моториным. б — электрум (белое) с галенитом (серое) включены в  
сфалерите (темно-серое). Глубина 391 м,  $\times 1500$ .



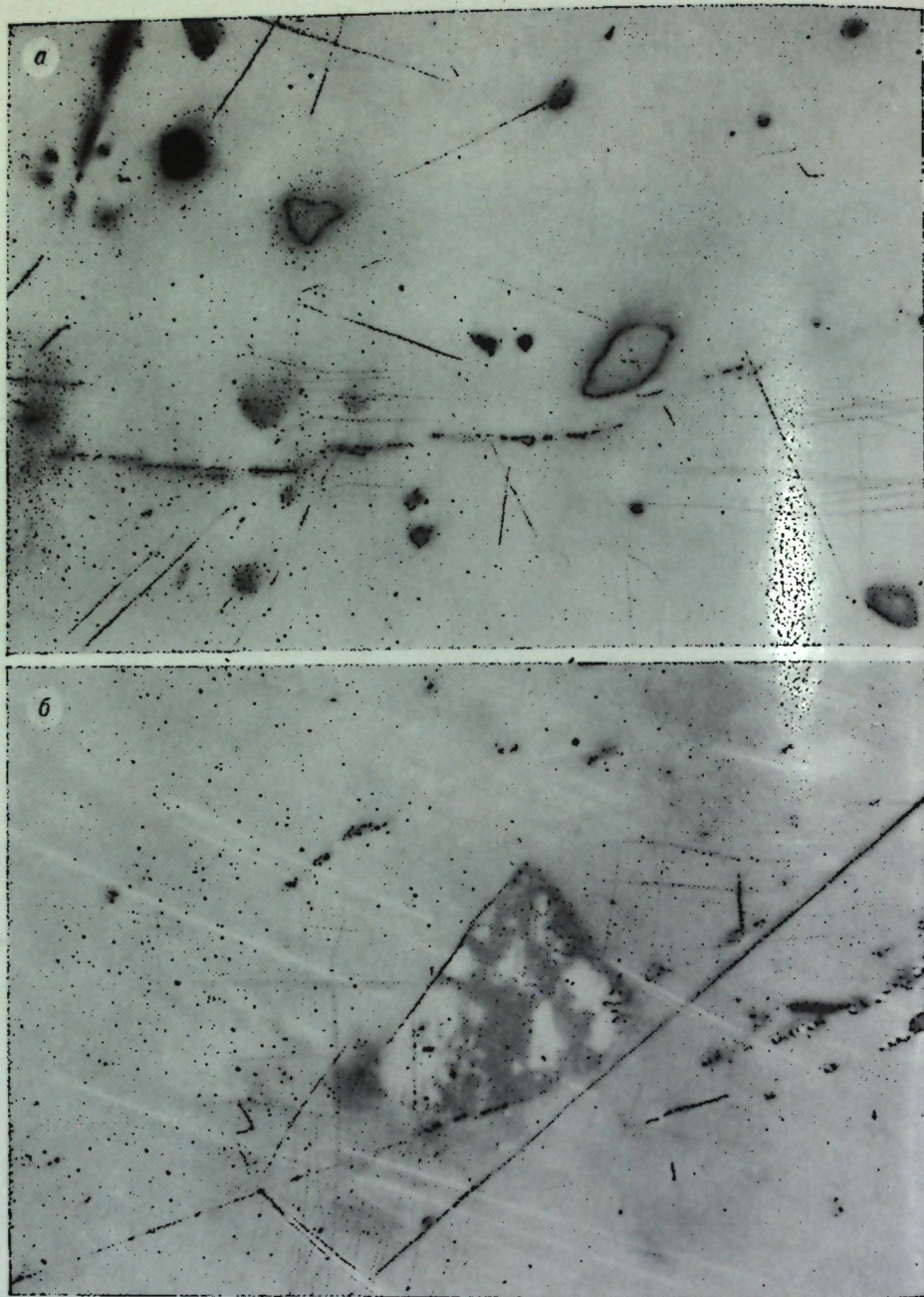


Фото 2.

а — галенит (серовато-белое поле) с включениями гессита, канфилдита, буланжерита и др. то-паркетное двойникование в гессите. Глубина 391 м,  $\times 1307$ , б — включение в галените (белое), го сульфoантимонита серебра (серое) и гессита (светло-серое). Глубина 80 м,  $\times 670$ , з — галенит фoантимонита серебра № 2 (серое), теллурсодержащего канфилдита



(серое). Черное — кварц. Глубина 80 м,  $\times 100$ , б — мелкозернистая структура и пластича- состоящее из сросшихся зерен теллурсодержащего канфилдита (темно-серое), теллурсодержаще- (белое) со сложным включением, состоящим из гессита (светло-серое), теллурсодержащего суль- (темно-серое) и буланжерита (серовато-белое). Глубина 80 м,  $\times 800$ .





Фото 3. Включение в галените (белое), состоящее из гессита (серовато-белое с черными точками и полосками) и пластинок теллурсодержащего сульфостиммонита серебра № 2 (светло-серые пластинки). Глубина 100 м,  $\times 1366$ .

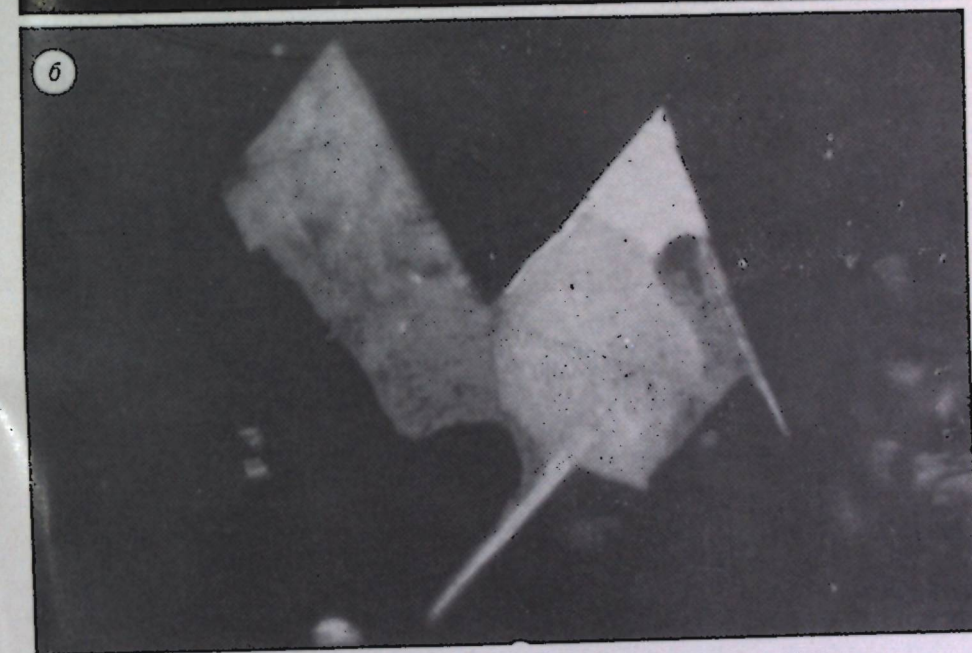
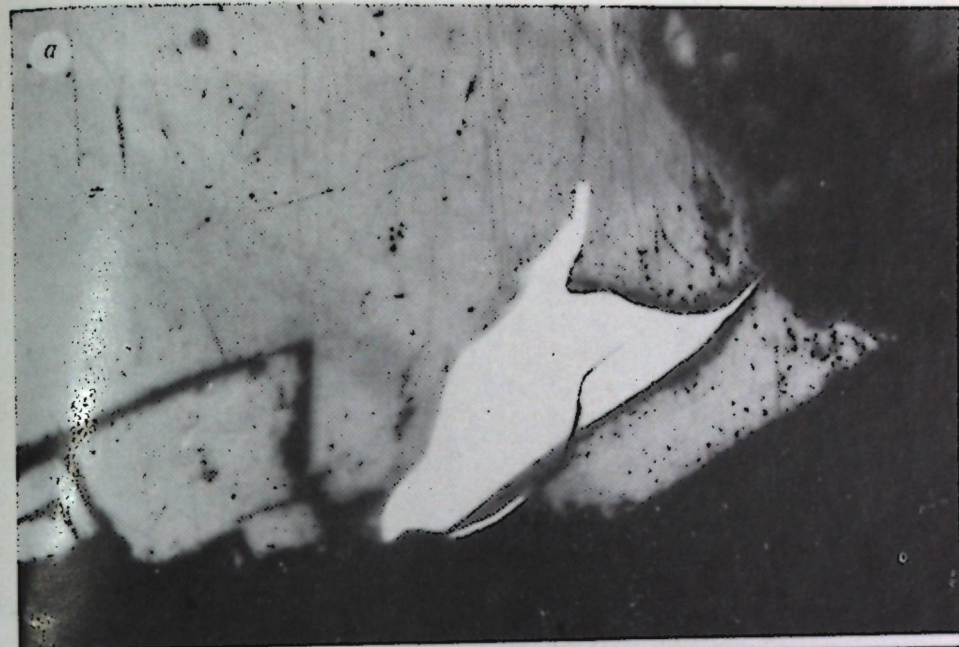


Фото 4.

а — алмант (белое) проникает по спайности в галенит (светло-серое). Черное — край акшифа. Глубина 391 м,  $\times 1250$ , б — алмант (белое) в сростки с галенитом (серое) и гесситом (серое, темное) в карбонате (черное). Глубина 80 м,  $\times 1280$ .



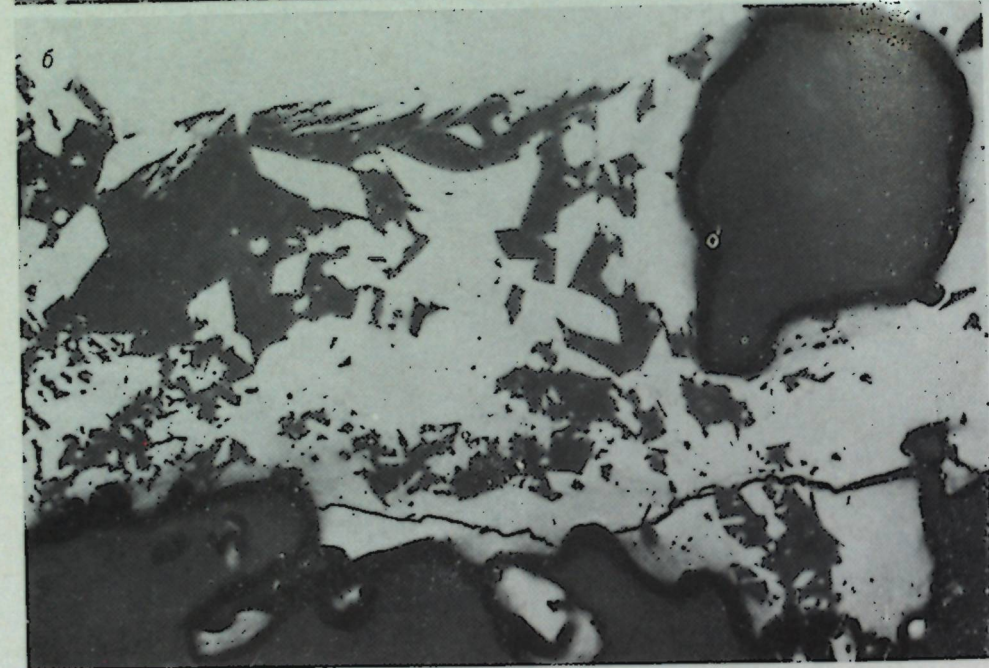


Фото 5.

а — аллотриоморфнозернистый агрегат буланжерита. Глубина 80 м,  $\times 336$ . б — зерна диомсонита (белое) ромбического сечения в карбонате (серое). Темно-серое с высоким рельефом — кварц. Глубина 80 м,  $\times 323$ .

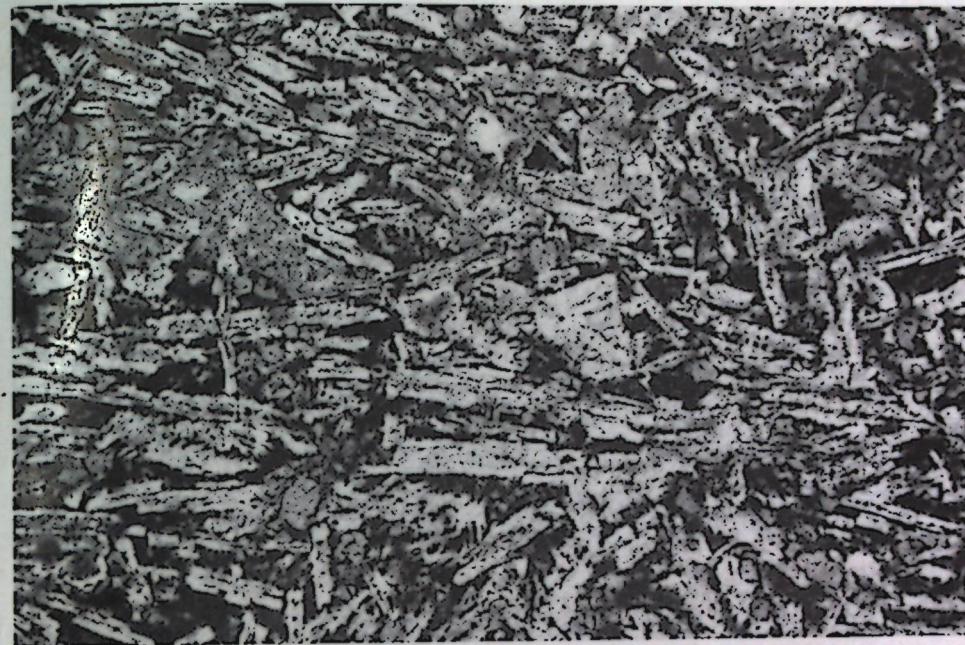


Фото 1. Диабазовый порфирит, II участок Терлигхайского месторождения. Линейная текстура течения. Видны параллельные ориентированные призматические лейсты плагиоклаза, интерстиции которых выполнены пироксеном, магнетитом и хлоритом. Шлиф 993 к,  $\times 30$ , без анализатора.

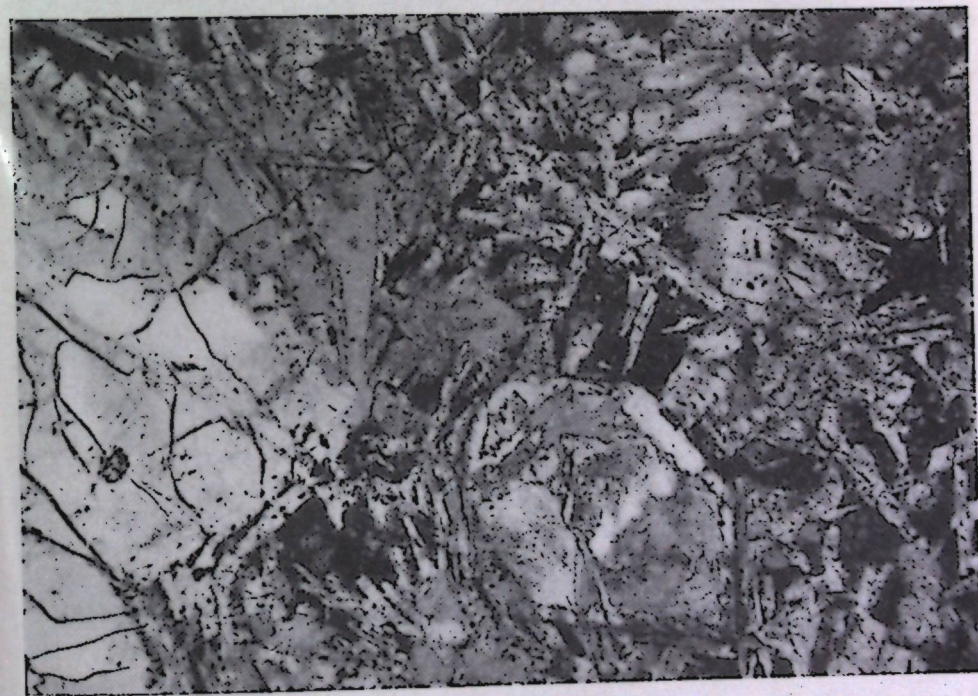


Фото 2. Диабазовый порфирит.

Порфировая структура. На фоне микрофитовой основной массы выступают вкрапления плагиоклаза и клинопироксена, обтекаемые лейстами плагиоклаза, входящими в состав основной массы. Шлиф 993 д,  $\times 30$ , без анализатора.



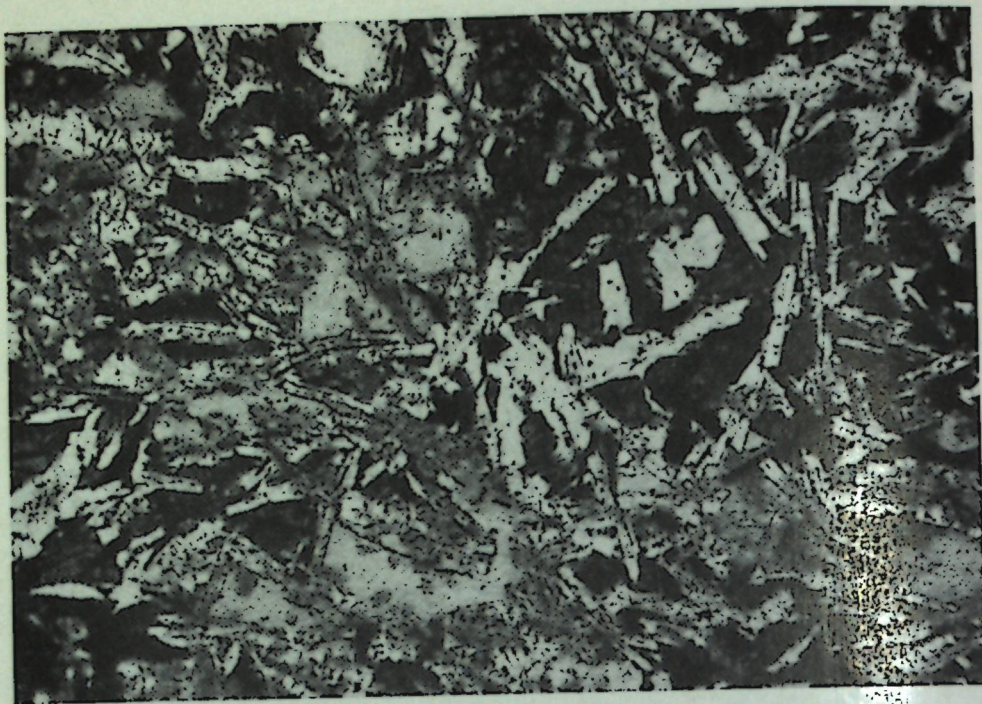


Фото 3. Диабазовый порфирит.

Микрофиллокластическая структура. Видны неизменные ойкиокристаллы клинопироксена (темное) и идиоморфные по отношению к нему кристаллы плагиоклаза (светлое). Шлиф 993 д,  $\times 30$ , без анализатора.

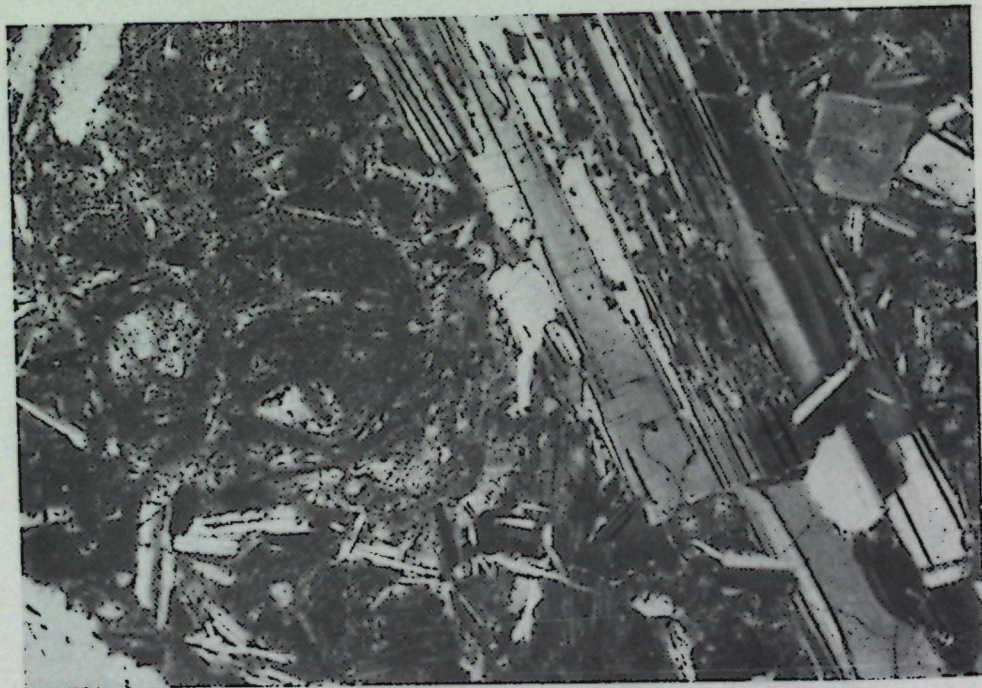


Фото 4. Оливин-пироксеновый диабазовый порфирит (эпидоконтактовая фация). Порфировая структура. Вкрапления плагиоклаза и оливина замещены вторичными продуктами. Шлиф 998а,  $\times 70$ , николи +.

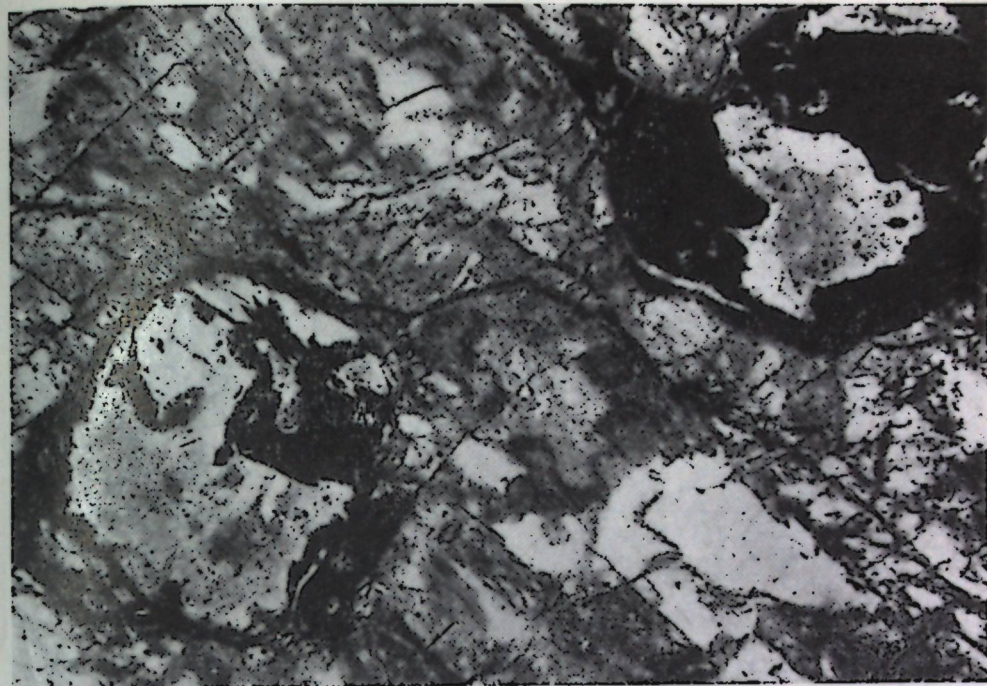


Фото 5. Крупнозернистый оливин-пироксеновый диабазовый порфирит, VI участок.

Вкрапления основного плагиоклаза и идиоморфные по отношению к нему зерна оливина со сглаженными ребрами. Оливин замещен карбонатом (светлое, в центре) и магнетитом (черное, по трещинам и по периферии). Шлиф 998 в,  $\times 70$ , без анализатора.



Фото 6. Пироксеновый габбро-диабаз. Призматическозернистая и офитовая структуры. Видны удлиненные призматические клинопироксены, иногда более идиоморфные по отношению к плагиоклазу. Шлиф 992 ж,  $\times 30$ , без анализатора.





Фото 7. Плагноклазовый микроклерит. Вкрапления плагноклаза на фоне микроклеритовой и микрофитовой основной массы.



Фото 8. Мелкозернистый долерит. Офитовая и микроклеритовая структуры. Видны изометричные зерна клинопироксена, обладающие одинаковой или большей степенью идиоморфизма по отношению к плагноклазу.

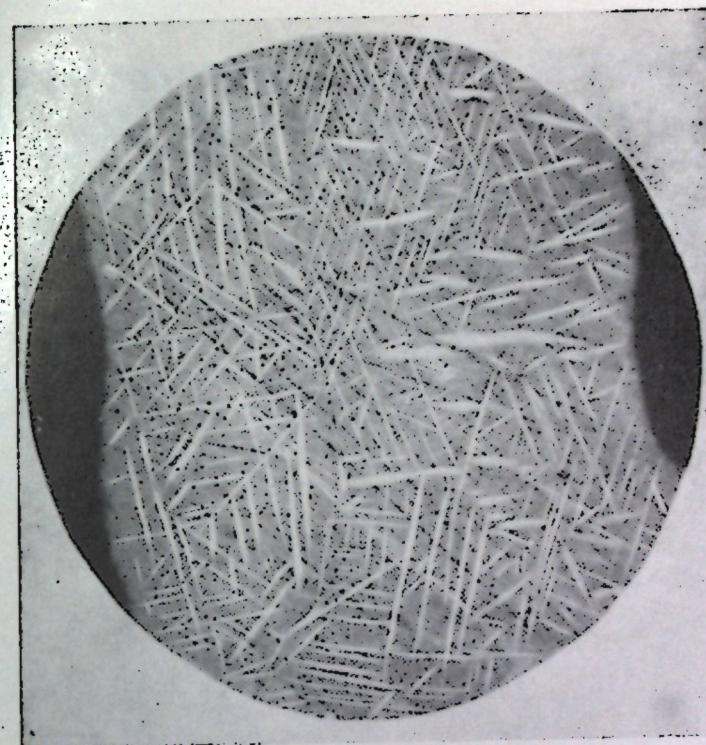
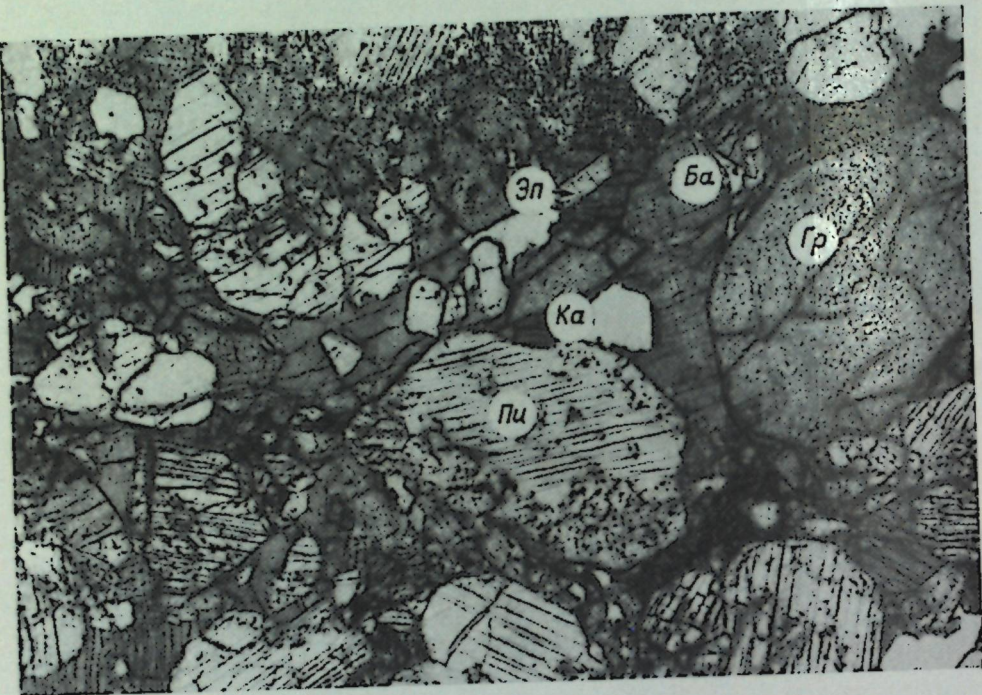


Фото 1. Структура распада твердого раствора мышьяка и меди; серое — витнеит (8% As); светлые пластинчатые вроски — альгодонит. Аншлиф,  $\times 150$ .



Фото 2. Выделения мышьяковистой меди в кварце в ассоциации с колломорфным гематитом. Аншлиф,  $\times 100$ .





Бабингтонит (Ба), эпидот (Эп) и кальцит (Ка) в интерстициях граната (Гр) и пироксена (Пш). В центре рисунка хорошо заметно замещение пироксена бабингтонитом.  
Обр. 242/456,  $\times 60$ .

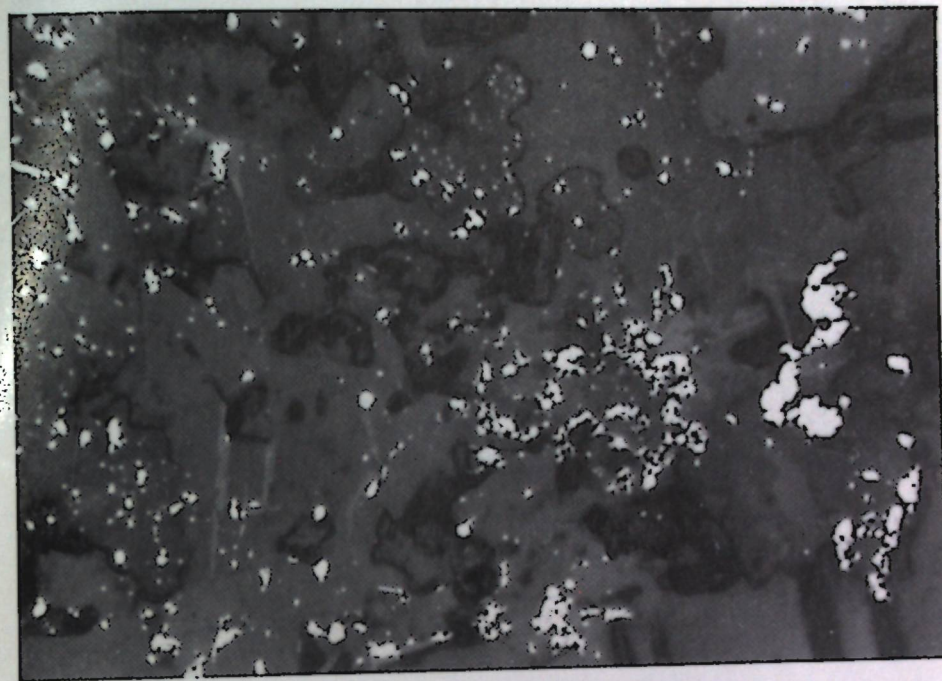


Фото 1. Неправильно распределенный тонкозернистый магнетит в биотит-рогово-обманково-полевошпатовом роговнике. Таптагальское месторождение. Полированный шлиф.  $\times 350$ .

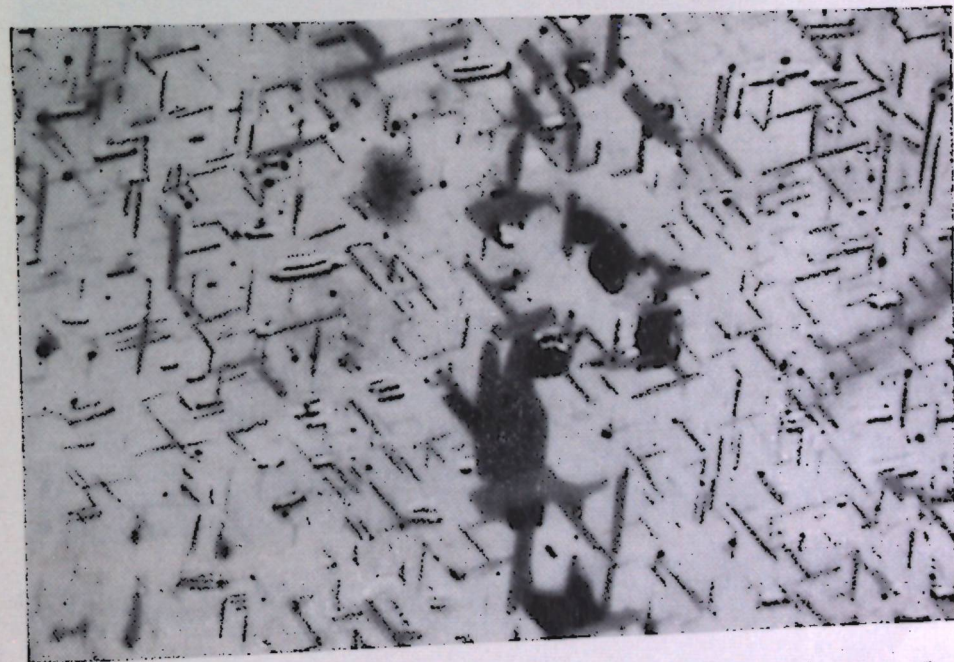


Фото 2. Магнетит (белое) с тончайшей сеткой пирофанита по его октаэдрической отдельности. Более светлые и с заметным рельефом пластинки — гематит. В средней части снимка более крупные пластинки (темно- и светло-серые за счет двуотражения) ильменита. Иммерсия,  $\times 3000$ .



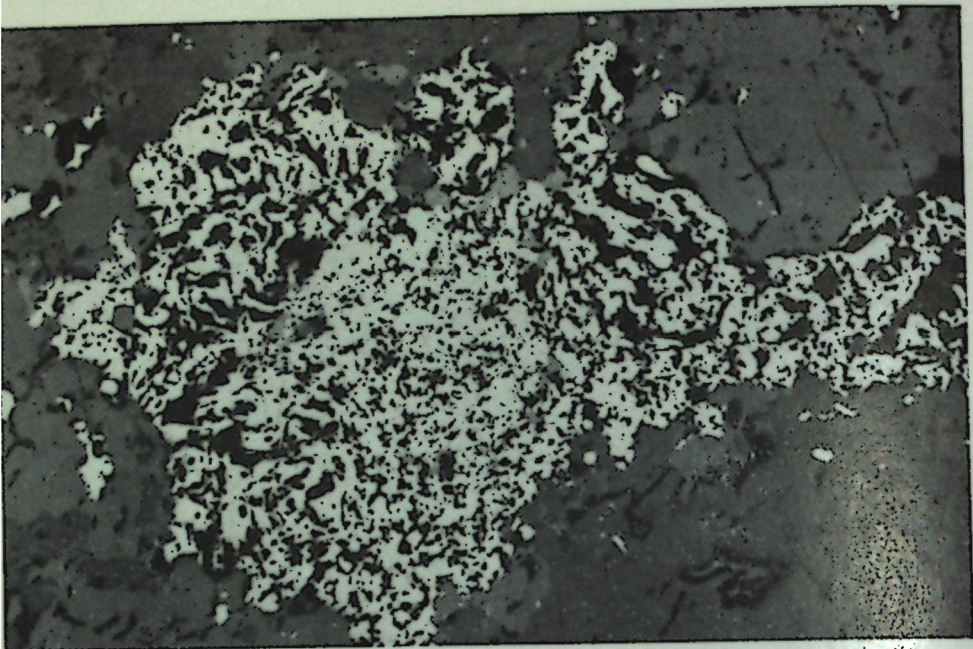


Фото 3: Перекристаллизация крупнозернистого магнетита в мелкозернистый агрегат. Сиенит. Прозрачный полированный шлиф,  $\times 100$ .

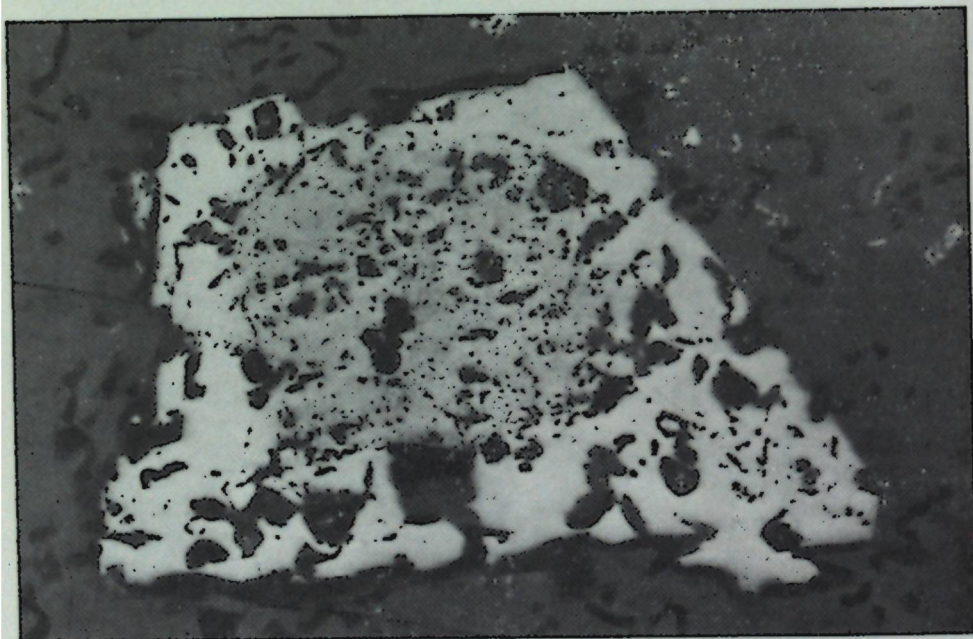


Фото 4. Кайма новообразованного магнетита вокруг более раннего зерна с большим количеством мелких включений перудных минералов. Сиенит. Таштагольское месторождение. Прозрачный полированный шлиф,  $\times 360$ .

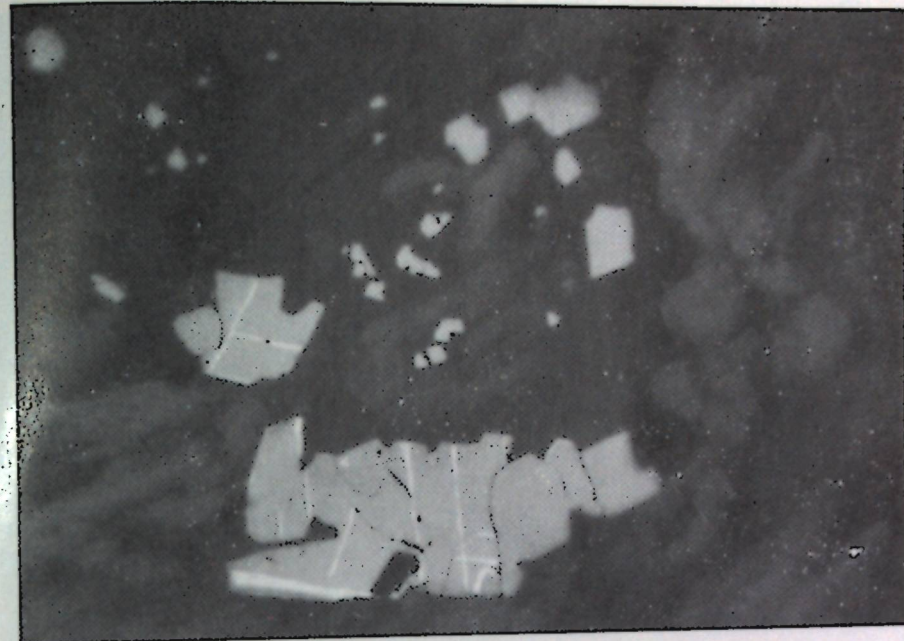


Фото 5. Магнетит второй генерации, проросший ильменитом (петли ил стины через все зерно). Сиенит; гора Шерегешева. Полированный шлиф,  $\times 810$ , николи+.

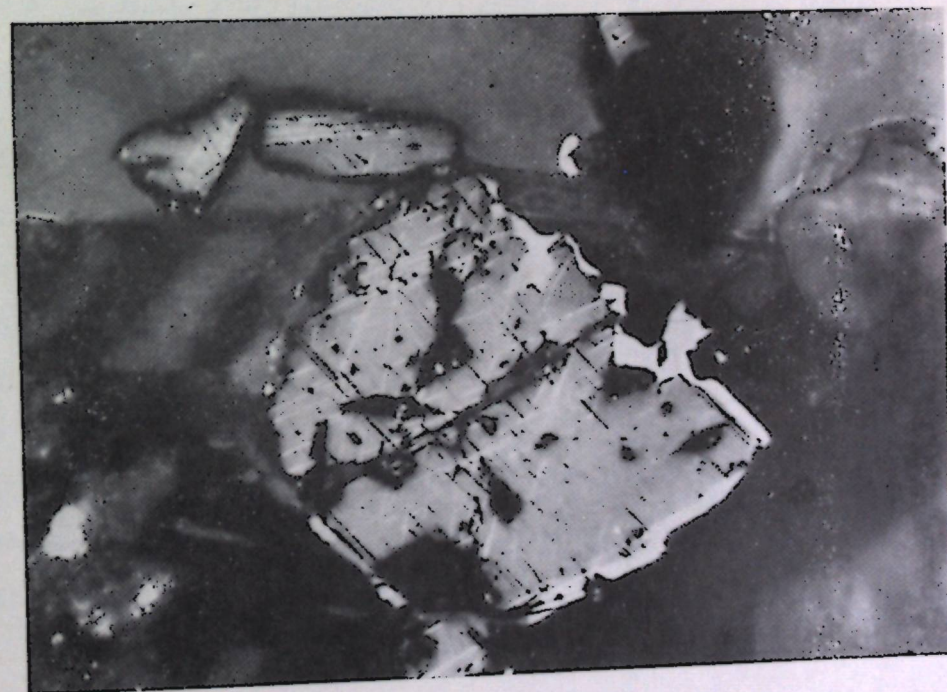


Фото 6. Тонкая решетка распада твердого раствора ильменита в магнетите. Вокруг зерна магнетита кайма ильменита. Гранит, гора Критнал. Полированный шлиф,  $\times 330$ . николи+.



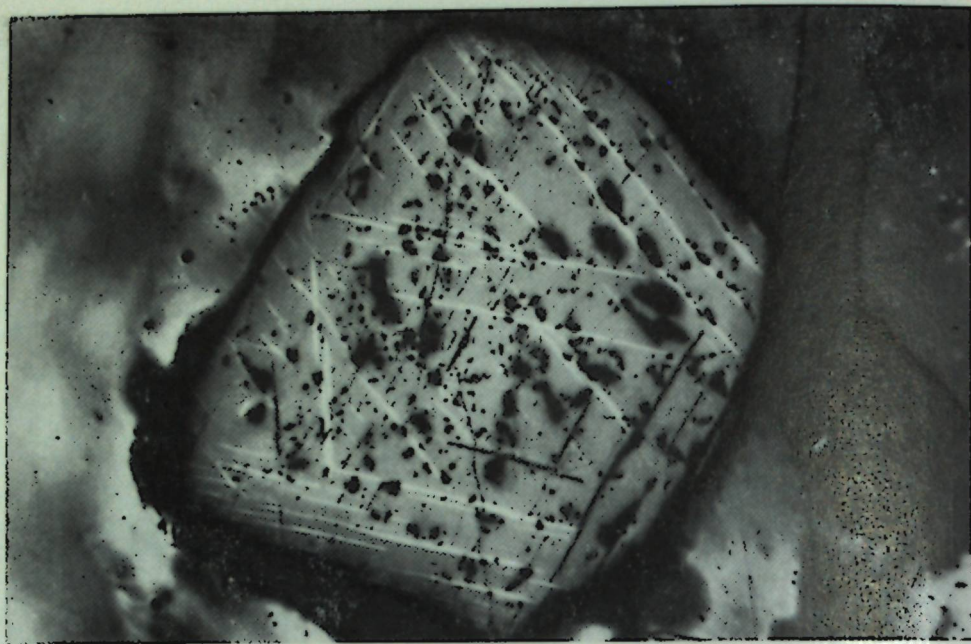


Фото 7. Грубая решетка распада твердого раствора ильменита в магнетите. Гранит. Сарлыкский массив. Полированный шлиф,  $\times 150$ , николи +.

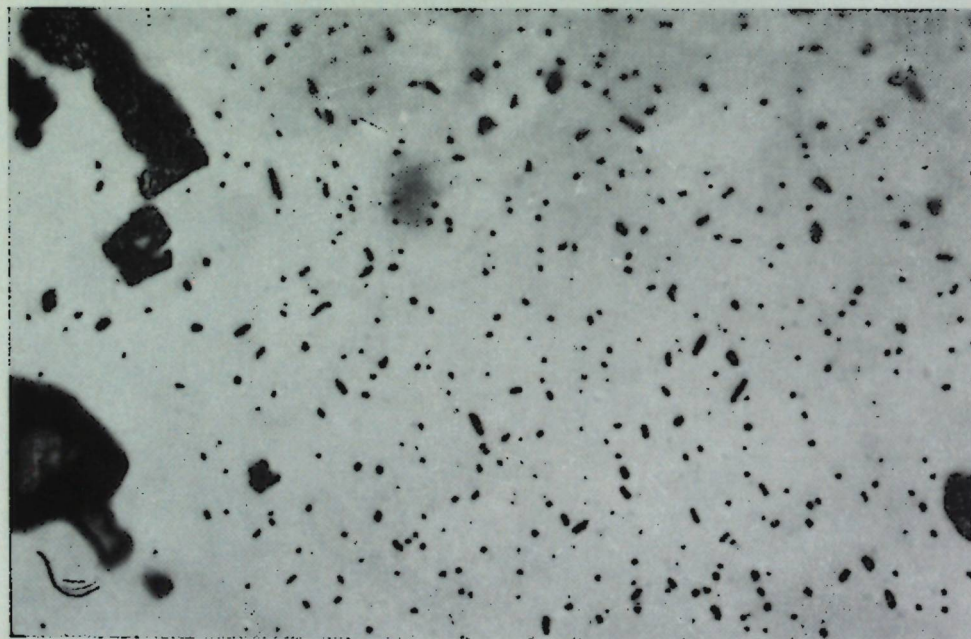


Фото 8. Магнетит (светло-серая масса) с субмикроскопическими выделениями алюмининовой шпинели (темные). Мелкие белые включения не определены. Шерегешевское месторождение. Главное рудное тело. Полированный шлиф,  $\times 3000$ . Иммерсия.

## СОДЕРЖАНИЕ

|                                                                                                                                                                           |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Ю. Г. Щербаков. Систематика месторождений золота . . . . .                                                                                                                | 4   |
| И. В. Рослякова, И. Е. Радостева, Л. И. Поспелова, А. Д. Киреев, Д. Л. Шипилов. Золото-серебряная минерализация в нижнепалеозойском комплексе Кузнецкого Алатау . . . . . | 12  |
| В. Г. Петров. Золото и органическое вещество в осадочно-метаморфических толщах Енисейского кряжа . . . . .                                                                | 21  |
| В. А. Злобин, Л. В. Вьюшкова. Геохимическая характеристика терригенных пород, вмещающих рудную минерализацию на Енисейском кряже и в Ленском районе . . . . .             | 34  |
| И. А. Росляков, Ф. В. Сухоруков, Б. Л. Щербов, Р. Д. Мельникова, В. Г. Цимбалист, И. А. Яковлева. Золото в древних корках выветривания каолинового типа . . . . .         | 46  |
| В. Г. Кулебакин, И. А. Росляков, В. С. Цимбалист, Р. Д. Мельникова, Л. А. Непенина. О роли тироковых бактерий в гипергенной миграции и концентрации золота . . . . .      | 75  |
| Г. В. Нестеренко. О способах концентрации золота в россыпях. . . . .                                                                                                      | 86  |
| Г. В. Нестеренко, А. И. Дмитриев, А. А. Бишаев, Т. И. Штатнова. Генетический анализ золотоносных россыпей с помощью математических средств . . . . .                      | 100 |
| А. И. Берзина, В. И. Сотников, В. И. Королюк. Сравнительный анализ состава биотитов и хлоритов медно-молибденовых месторождений Сибири и Средней Азии . . . . .           | 114 |
| Е. И. Никитина, В. И. Сотников, Л. И. Поспелова. Состав магнетита из пород Шахтминского молибденового месторождения в связи с его генезисом . . . . .                     | 121 |
| В. В. Потанин, В. О. Поляков, Е. П. Щербакова. Касситериты из минерализованных куполов Чалбинского плутона (Якутская АССР) . . . . .                                      | 127 |
| Я. А. Косале, Г. М. Рылов. Зависимость геохимических особенностей бериллов от состава вмещающих пород . . . . .                                                           | 134 |
| Ф. В. Сухоруков, Б. Л. Щербов. Бор в гидротермально измененных породах некоторых районов активного вулканизма . . . . .                                                   | 153 |
| Л. А. Мисалева. Разновозрастные дайки основных пород и ртутное оруденение Центральной Тувы . . . . .                                                                      | 158 |
| В. И. Синяков. Мышьяковистая медь и альгодонит из железорудных месторождений Горной Шории . . . . .                                                                       | 178 |
| И. И. Маликова, Л. В. Алабин. Основные геохимические тенденции развития Кондомской металлогенической зоны (Горная Шория) . . . . .                                        | 182 |
| М. И. Мазуров, М. М. Федосеева. Температуры кристаллизации бабingtonита и пльванта в железоносных известковых скарнах . . . . .                                           | 199 |
| Ю. И. Маликов, И. И. Маликова, Л. И. Поспелова. Акцессорные магнетиты Кондомского района (Горная Шория) . . . . .                                                         | 203 |



# МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИБИРИ

Ответственные редакторы

Юрий Гаврилович Щербakov, Виталий Иванович Сотников

Редакторы Л. И. Замуло, Е. Г. Максимко

Художественный редактор М. Ф. Глазырина

Художник Н. А. Савельева

Технический редактор Н. М. Бурлаченко

Корректоры А. С. Матушевская, Н. В. Кузнецова

Сдано в набор 21 сентября 1976 г. Подписано к печати 12 мая 1977 г. МН 00409. Формат 70 × 108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага типографская № 1. 13,5 печ. л. + 1,5 печ. л. на мел. бум. 21 усл. печ. л. + 1 вкл. 22,4 уч.-изд. л. Тираж 1100 экз. Заказ № 265. Цена 2 р. 24 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

УДК 550.42

Систематика месторождений золота. Щербakov Ю. Г. Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 4—12.

Известные золоторудные и золотосодержащие формации рассмотрены в статье по принадлежности к определенным типам земной коры, отвечающим последовательным уровням ее геохимического развития.

Приведены характеристики выделенных рудных формаций, условий их образования в зависимости от состава вмещающих пород и масштабов перераспределения металлов в рудообразующих процессах. Библи. 5.

УДК: 546.59+553.411(412)+549.2(3).

Золото-серебряная минерализация в нижнепалеозойском комплексе Кузнецкого Алатау. Рослякова Н. В., Радостева Н. Е., Поспелова Л. Н., Киреев А. Д., Шипилов Л. Д. Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 12—20.

Статья посвящена рассмотрению золото-серебряной минерализации в породах нижнепалеозойского возраста. Особое внимание уделено характеристике золота и минералов серебра, теллура, висмута, сурьмы и олова. Приведенные результаты базируются на современных методах исследования: микрозондировании, термометрии, микроцентральной, нейтронно-активационной и изотопном анализе. Илл. 1, фото 5, библи. 16.

УДК 553.411+553.983(571.51)

Золото и органическое вещество в осадочно-метаморфических толщах докембрия Енисейского кряжа. Петров В. Г. Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 21—34.

Рассмотрено распределение органического вещества и золота в докембрийских отложениях Енисейского кряжа. Выделено четыре уровня повышенного накопления органического вещества и хемогенного золота, соответствующих панимбинской, удерейской, потоскуйской и шунтарской свитам опорного разреза докембрия региона. Установлено, что главная масса золота входит в состав битуминоидной части пород этих свит. Илл. 2, библи. 45.

УДК 550.42+553.42

Геохимическая характеристика терригенных пород, вмещающих рудную минерализацию на Енисейском кряже и в Ленском районе. Злобин В. А., Вьюшкова Л. В. Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 34—45.

Проведена сравнительная геохимическая характеристика терригенных толщ, вмещающих золоторудную, золото-сурьмяную, колчеданную, колчеданно-полиметаллическую и медную минерализации. Разноитные руды приурочены к черным углеродистым сланцам и сероцветным отложениям, обогащенным на кларковом уровне ураном. Установлены различия геохимических особенностей пород, вмещающих разные типы руд, и геохимические особенности рудоносных пород в Ленском районе и Енисейском кряже. Показано, что формирование золотого и золото-сурьмяного оруденения происходит в результате гидротермально-метасоматического процесса, типоморфными элементами для которого служат калий, мышьяк, висмут и сурьма. На основе гамма-спектрометрического, спектрального и спектрохимического анализа на золото приведены геохимические и геофизические индикаторы различного типа руд. Илл. 7, библи. 6.

УДК: 550.4:546.59:622.701

Золото в древних корках выветривания каолинового типа. Росляков Н. А., Сухоруков Ф. В., Щербakov Б. Л., Мельникова Р. Д., Цимбатог В. Г., Яковлева Н. А. Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 46—75.

На основе использования нейтронно-активационного и спектрохимического методов определения рассматриваются распределение и формы нахождения золота в древних корках выветривания Сибири, Казахстана, Средней Азии и Украины. Установлены общие закономерности перераспределения золота при выветривании кислых, основных и метаморфических пород. При выветривании пород с кларковыми содержаниями золота коэффициент его концентрации в профилях выветривания не превышает 10. Современные процессы выветривания существенно влияют на распределение золота в древних корках. Илл. 6, библи. 49.



УДК 550.4+553.41

О роли тионовых бактерий в гипергенной миграции и концентрации золота. Кузнецов В. Г., Росляков Н. А., Цимбалов В. Г., Мельникова Р. Д. и Пенев Л. А. Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 75—86.

Проведены эксперименты по выщелачиванию золота из сульфидов и руд растворами, содержащими бактерии *Thiobacillus ferrooxidans*. В фильтратах и их осадках золото анализировалось нейтронно-активационным и спектрохимическим методами. Наряду с золотом определялись медь, свинец, цинк и другие компоненты руд. Установлено, что растворы с *Thiobacillus ferrooxidans* способствуют накоплению золота в остаточных продуктах окисления сульфидов, тогда как медь, свинец и цинк в присутствии бактерий переходят в раствор. Ряд устойчивости сульфидов к бактериальному выщелачиванию аналогичен ряду при их электрохимическом растворении. Илл. 2, библ. 16.

УДК 553.411.3

О способах концентрации золота в россыпях. Нестеренко Г. В. Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 86—100.

Разбираются два принципиально разных способа концентрации золота в аллювиальных и прибрежно-морских отложениях: гравитационного остаточного (и отстающего) обогащения и илиховой косовой концентрации. В основе этих способов лежит очень низкая подвижность в водной среде крупного самородного золота и высокая — тонкого косового металла. Илл. 6, библ. 31.

УДК 519.95:553.411.3(571.55)

Генетический анализ золотоносных россыпей с помощью математических средств. Нестеренко Г. В., Дмитриев А. Н., Бишаев А. А., Штатнов Т. И. Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 100—114.

Излагаются результаты сравнительного изучения 28 россыпей и россыпных проявлений трех золотоносных уловов одного из районов с помощью логико-дискретного анализа. На основе определения возможности с помощью отдельных геологических признаков и их групп различать россыпи и россыпные проявления делается вывод об их генетическом и диагностическом значении. Приведены упорядоченные по этим свойствам ряды признаков. Илл. 4, библ. 4.

УДК 553.462:553.43 + 549.623

Сравнительный анализ состава биотитов и хлоритов медно-молибденовых месторождений Сибири и Средней Азии. Берзина А. Н., Сотников В. И., Корольков В. И. Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 114—121.

По результатам рентгеноспектрального анализа выявляется специфика состава биотитов интрузивных пород и метасоматитов из медно-молибденовых месторождений различных районов Сибири и Средней Азии. Анализируются особенности состава образующихся по биотиту хлоритов. Сравнительный анализ состава биотитов и хлоритов свидетельствует о высвобождении в процессе хлоритизации ряда элементов (калий, фтор, хлор, титан и др.), которые могут оказать существенное влияние на состав минералообразующих растворов. Илл. 1, библ. 9.

УДК 553.462:549.5

Состав магнетита из пород Шахтинского молибденового месторождения в связи с его генезисом. Никитина Е. И., Сотников В. И., Поенцова Л. Н. Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 121—126.

На рентгеноспектральном микроанализаторе исследован состав магнетита из пород субвулканического рудоносного комплекса, вмещающих их шахтинских гранитоидов, акцесситных брекчий и околосильных метасоматитов Шахтинского молибденового комплекса. Приводятся количественные спектральные определения никеля, кобальта, меди и молибдена в магнетитах. Состав магнетитов анализируется в связи с решением вопросов генезиса месторождения. Библ. 10.

УДК 549.51+552.322

Касситериты из минерализованных куполов Чалбинского плутона (Якутская АССР). Потаньев В. В., Поляков В. О., Щербак Е. П. Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 127—134.

Касситериты в рудопровлениях Чалбинского плутона приурочены к куполам различного порядка и характеризуются типоморфными особенностями. Выявлено, что в интервале температур кристаллизации 380—330° на габитус кристаллов касситерита существенно влияет состав рудоносных растворов; форма существования в растворе олова и концентрации примесей, в частности тантала и ниобия. Делается вывод, что различного порядка куполы плутона, функционируя одновременно, контролировали и выделяли специфические по составу рудоносные растворы. Илл. 3, библ. 15.

УДК 550.4

Зависимость геохимических особенностей бериллов от состава вмещающих пород. Косале Я. А., Рылов Г. М. Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 134—153.

На основе обобщения литературных и оригинальных данных по химическому составу 186 образцов бериллов различных генетических типов рассмотрено влияние состава вмещающих пород на состав и структуру бериллов. Показаны закономерности образования основных и переходных структурных типов (и-, i-, o-, ot, to-бериллов), отражающих два основных типа изоморфных замещения:  $Be^{2+} \rightarrow Li^{+}(R^{+} + H_2O)$  и  $Al^{3+} \rightarrow Me^{2+} + (R^{+} + H_2O)$  или  $Al^{3+} \rightarrow Me^{2+}$  в зависимости от состава вмещающих пород и эволюции физико-химических условий минералообразования. Предложены некоторые возможные вариации изоморфных замещений и физико-химические факторы, вызывающие изменение геохимических и структурных особенностей бериллов. Илл. 5, библ. 37.

УДК 550.4:546.27

Бор в гидротермально измененных породах некоторых районов активного вулканизма. Сухоруков Ф. В., Щербов Б. Л. Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 153—158.

Изучено распределение бора в исходных и гидротермально измененных породах некоторых районов Камчатки и о. Парамушир с целью выяснения источников бора в термальных водах областей современного вулканизма. Выделены различные типы гидротермально измененных пород. Начальные стадии воздействия термальных вод на породы характеризуются перераспределением и некоторым накоплением бора в глинистой составляющей измененных пород (каолинит, гидрослюда, монтмориллонит). Дальнейшие изменения приводят к резкому выносу бора из пород.

Бор поступает в гидротермы, видимо, не только из вмещающих пород, но и в составе ювенильных или морских вод, которые могут принимать участие в формировании этих гидротерм. Библ. 19.

УДК 552.11+553.2

Разновозрастные дайки основных пород и ртутное оруденение Центральной Тувы. Михалева Л. А. Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 158—178.

В статье приводятся данные о возрасте и составе основных дайковых пород Центральной Тувы, позволившие выделить три разновозрастные группы. Установлен нижний возрастной предел ртутного оруденения, который не древнее верхнего девона — нижнего карбона, что противоречит представлению о связи ртутного оруденения с южно-среднедевонским вулканизмом. Фото 8, библ. 9.

УДК 549.281+553.271

Мышьяковистая медь и альгодонит из железорудных месторождений горной Шории. Силяков В. И. Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 178—182.

Редкие минералы — мышьяковистая медь и альгодонит — встречаются в кварцевых жилах, секущих кварц-гематитовые руды Пыхтунского месторождения. Установлено, что они образовались в одну из последних стадий гидротермального процесса в температурном интервале 400—360°C. Выявлена корреляция оптических свойств (R), параметра плечей и микротвердости мышьяковистой меди от содержания в ней мышьяка. Илл. 6, библ. 4.



УДК: 550.4+552.11(571.1)

Основные геохимические тенденции в развитии Кондомской металлогенической зоны. Маликова И. Н., Алабин Л. В. Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 182—199.

В статье рассматриваются геохимические особенности процесса палигенического образования сиенитов и гранитов в условиях Кондомской вулканогенной зоны. Показано, что палингенез возможен только с приносом кремния и щелочей и сопровождается выносом Fe, Mg, Ca, Ti и ряда центральных и минимально-центральных элементов-примесей, что обуславливает сидерофильный, халькофильный и другой характер металлогенической специализации района. Илл. 1, табл. 5, библи. 47.

УДК 548.4:549.6

Температура кристаллизации бабингтонита и ильманита в железосодержащих известковых скарнах. Мазуров М. П., Федосеева М. М. Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 199—203.

Выполнено минералотермометрическое исследование бабингтонита, ильманита и ассоциирующихся с ними минералов из железосодержащих известковых скарнов. Ирбисских магнетитовых месторождений в Восточном Саяне. Показано, что пироксен-гранатовые скарны образованы в интервале 540—760°, бабингтонит-эпидотовая ассоциация — при 450—480°C, бабингтонит-пренит-кальцитовая — 360—450°C, а кварц-ильманитовая — 360—420°C. Интервал декрепитации ильманита 330—510°C, максимальный эффект — при 420°C. Бабингтонит устойчив вместе с магнетитом и гранатом, а ильманит находится в реакционных соотношениях с пироксеном, гранатом, магнетитом, пирротинитом, гаустингитом. Поле устойчивости ильманита смещено в более низкотемпературную область относительно поля бабингтонита. Илл. 1, библи. 10.

УДК 550.4+553.311+543.422.8(571.1)

Акцессорные магнетиты Кондомского района (Горный Шор). Маликов Ю. И., Маликова И. Н., Писенкова Л. И. Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 203—214.

Рассматриваются особенности акцессорных магнетитов в породах Кондомского района в процессе формирования сиенитов и гранитов. Используются данные электронного микрозондирования для характеристики содержания в них элементов-примесей, сравнения с рудными магнетитами, рассмотрения формы их вхождения в магнетит. Обсуждаются методические вопросы применения электронного микрозондирования для анализа природных магнетитов, в том числе и в связи с проблемой генезиса рудных месторождений. Табл. 5, библи. 31.

## СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

готовит к выпуску следующие книги.

Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна)

Зятькова Л. К. Структурная геоморфология Алтае-Саянской горной области

Геология и генезис ртутных месторождений Алтае-Саянской области

Ушаков Г. Д. Аппаратура и методы изучения деформаций горных пород

Докембрий континентов. Основные черты тектоники

Проблемы дифференциации вещества в магматических и рудообразующих процессах

Николаева И. В. Минералы группы глаукогита в осадочных формациях

Роль рифтогенеза в геологической истории Земли

Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири

Феокистов Г. Д. Петрология и условия формирования трапповых силлов

Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу. 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазины «Наука».



Для получения книг и журналов почтой заказы просим направлять по адресу: 117464 Москва, В-464, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига», 197110, Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига».

**Адреса магазинов «Академкнига»**

480391, Алма-Ата, 91, ул. Фурманова, 91/97  
370005, Баку, 5, ул. Джапаридзе, 13  
320005, Днепропетровск, 5, проспект Гагарина, 24  
734001, Душанбе, 1, проспект Ленина, 95  
664033, Иркутск, 33, ул. Лермонтова, 303  
252030, Киев, 30, ул. Ленина, 42  
277012, Кишинев, 12, ул. Пушкина, 31  
443002, Куйбышев, 2, проспект Ленина, 2  
192104, Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57  
199164, Ленинград, Менделеевская линия, 1  
199004, Ленинград, 9-я линия, 16  
103009, Москва, ул. Горького, 8  
117312, Москва, ул. Вавилова, 55/7  
630076, Новосибирск, 76, Красный проспект, 51  
630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22  
620151, Свердловск, 151, ул. Мамина-Сибиряка, 137  
700029, Ташкент, Л-29, ул. Ленина, 73  
700100, Ташкент, ул. Шота Руставели, 43  
634050, Томск, 50, Набережная реки Ушайки, 18  
450075, Уфа, 75, ул. Коммунистическая, 49  
450075, Уфа, 75, проспект Октября, 129  
720001, Фрунзе, 1, бульвар Дзержинского, 42  
310003, Харьков, 3, Уфимский пер., 4/6.