ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՌ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱՅԻ ՏԵՂԵԿԱԳԻՐ
ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР

Երկրար. և աշխարհագր. գիտ. սերիա XII, № 5, 1959 Серия геологич. и географич. наук

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

К. А. КАРАМЯН

# ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫЕ ПОРОДЫ ДАСТАКЕРТСКОГО МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Дастакертское медно-молибденовое месторождение является классическим примером месторождений медно-молибденовой формации, характерными особенностями которых являются:

а) Многостадийность процесса минерализации.

б) Растянутость минерализации и преемственность минералогического состава для основных стадий.

в) Последовательный вынос металлов в порядке: Cu — Mo—Zn——Pb.

г) Более поздняя, по сравнению с основными промышленными медно-молибденовыми стадиями, пиритовая минерализация.

д) Отчетливо выраженное гидротермальное изменение вмещающих пород, различное в связи с отдельными стадиями минерализации.

В настоящей статье рассматриваются гидротермально измененные породы Дастакертского месторождения, а также связь каждого типа гидротермального околорудного изменения с определенными стадиями минерилизации.

Помимо качественного изучения гидротермально измененных пород, в статье освещается и количественная сторона в виде таблиц, где отмечается привнос и вынос компонентов для каждого типа изменения. Указанные таблицы составлены с учетом объемного веса пород по методике, предложенной Н. И. Наковником [1], позволяющей правильно определять баланс компонентов при околорудном изменении пород.

Дастакертское медно-молибденовое месторождение приурочено к провесу кровли нижнеэоценовых порфиритов, зажатых между двумя, вытянутыми в близмеридиональном направлении, куполами гранодиоритовой интрузии. Оруденение контролируется зоной дробления северно-западного простирания, вытянутой вдоль провеса кровли. Зона дробления представляет собой серию разновременных, разносистемных, сравнительно небольших нарушений, располагающихся кулисообразно относительно друг друга. Намечается локализация оруденения определенных стадий в определенных системах трещин.

Оруденение на месторождении приурочено главным образом к породам кровли, но захватывает также и эндоконтактовую зону ин-

трузии. Отсюда ясно, что гидротермальное изменение охватывает как породы кровли, так и прорывающие их гранодиориты.

Породы кровли представляют собой интенсивно ороговикованные разности нижнеэоценовых порфиритов. С удалением от интрузии отмечается различный состав контактовых роговиков. Вдали от интрузии развиты плагиоклаз-роговообманковые роговики, которые через промежуточные биотит-роговообманковые полевошпатовые разности переходят в кварц-биотит-полевошпатовые роговики, господствующие непосредственно вблизи интрузии и в провесе кровли.

Кварц-биотит-полевошпатовые роговики представляют собой породы с отчетливо выраженной порфиробластовой структурой с лепидогранобластовой структурой основной массы. Основными минералами являются плагиоклаз, биотит, роговая обманка, пироксен, кварц.

Следует отметить, что на значительной площади рудного поля проявляется пиритизация роговиков, выражающаяся в том, что по гломеробластическим скоплениям биотита развиваются кристаллы пирита. Такая пиритизация имеет площадное распространение и не связана с каким либо контролирующими структурами.

Химический состав кварц-биотит-полевошпатовых роговиков приведен в таблицах подсчета привноса и выноса.

Колебания состава роговиков этого типа обычно незначительные и поэтому этот анализ роговиков принимается как исходная неизмененная порода при подсчете баланса для всех типов изменений.

Благодаря тому, что каждая стадия минерализации, локализована в определенной тектонической структуре и сопровождается определенным типом гидротермального изменения, довольно четко удается установить как характер этого изменения, так и интенсивность его проявления в зависимости от состава вмещающих пород.

Последовательность стадий минерализации (и связанное с ними изменение вмещающих пород) представляется в следующем виде.

| №№ пп | Стадии минерализации | Характер изменения | Интенсивность проявления |
|---|---|---|---|
| 1 | Медно-полевошпатовая | Полевошпатизация | — |
| 2 | Медная | Окварцевание | — |
| 3 | Медно-молибденовая | Окварцевание с серицитизацией | — |
| 4 | Медно-молибденовая | Серицитизация | — |
| 5 | Медно-карбонатная | Эпидотизация, хлоритизация | — |
| 6 | Кварц-пиритовая | Серицитизация с адуляром | — |
| 7 | Кварц-пирит-сфалеритовая | Не проявляется | |
| 8 | Полиметаллическая | Серицитизация с карбонитизацией | — |
| 9 | Алабандиновая | Не проявляется | |
| 10 | Карбонатная | Не проявляется | |

Возрастные взаимоотношения между стадиями установлены на основе: 1. Пересечений контролирующих структур и рудных тел в забоях и штуфах. 2. Пересечений рудоконтролирующих структур, сопровождающихся различным характером изменений.

Как видно из схемы не все стадии гидротермального процесса сопровождаются околорудным изменением. Наиболее поздние стадии, исключая полиметаллическую стадию, вообще не несут заметных изменений.

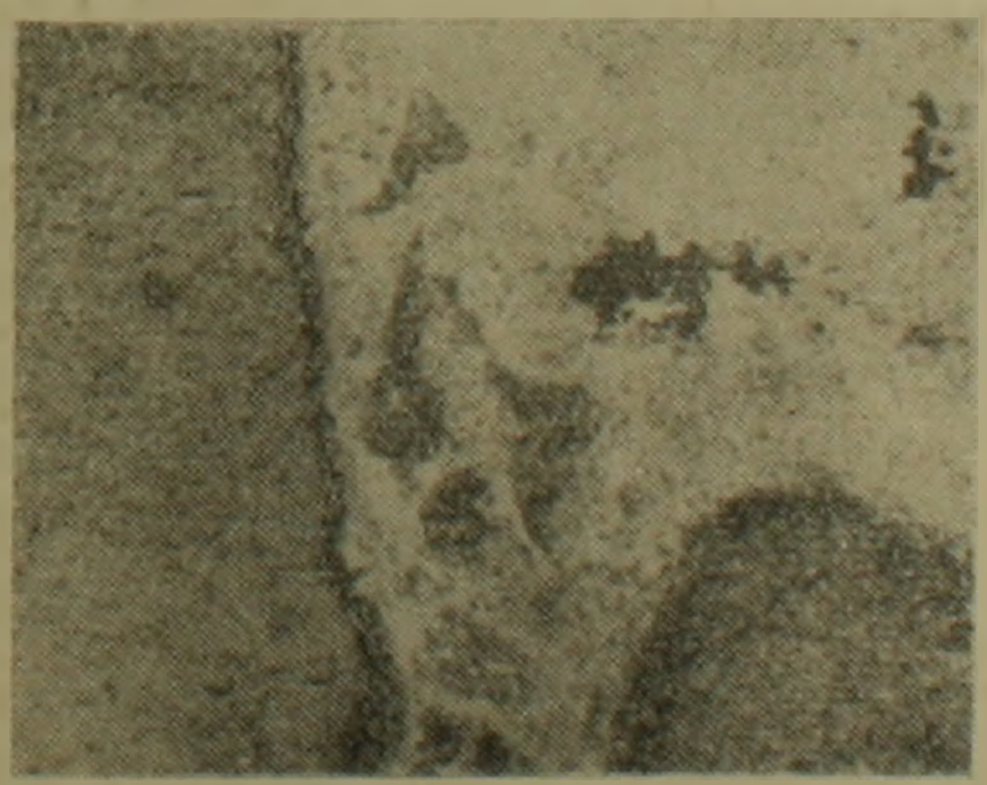
Ниже приводится описание гидротермально измененных пород, связанных с отдельными стадиями минерализации.

*1. Медно-полевошпатовая* стадия в рудном поле Дастакертского месторождения имеет слабое распространение и образует, главным образом, небольшие прожилковые зоны северо-восточного простирания, приуроченные к трещинам разрыва. Прожилки сложены калиевым полевым шпатом, ассоциирующим с рудными минералами—халькопиритом и молибденитом. В прожилках К-полевой шпат представлен прекрасно образованными кристаллами, нарастающими часто в виде щеток на стенки трещин, промежутки между которыми заполнены халькопиритом. Молибденит ассоцирует с К-полевым шпатом. Нередко отмечаются взаимные срастания и захваты молибденита К-полевым шпатом. Последний относится к нерешетчатому микроклину. Измерение констант на Федоровском столике показало

$$n_{(001)} \begin{cases} Ng\ 86^\circ \\ Nm\ 8^\circ \\ Np\ 84 \end{cases} \quad 2v = -84$$

Химический анализ К-полевого шпата показал следующее содержание щелочей: $K_2O$—8,56%; $Na_2O$—1,24%. Довольно часто вокруг полевошпатовых прожилков отмечается околорудное изменение—полевошпатизация. Ореол изменения обычно не превышает 1—2 *см*. Граница измененных полевошпатизированных пород неровная, извилистая с характерным заливообразным проникновением во вмещающие поро. ы. По всей вероятности здесь выражен случай метасоматического прожилка, в котором отмечается совершенно постепенный переход во вмещающие породы. Как правило, размер выделений полевого шпата уменьшается от центральной части прожилка к его периферии.

Под микроскопом зона полевошпатизированных пород отличается от неизмененных пород отсутствием биотита. Однако нередко на границе этих двух зон отмечается необычное обогащение биотитом, в виде оторочки, благодаря чему хорошо выражена граница между измененными и неизмененными породами (фиг. 1).



Фиг. 1. Полевошпатизация медно-полевошпатовой стадии. На границе полевошпатизации видно скопление мелкочешуйчатого агрегата биотита. Шлиф прозрачный без анализатора. Ув. 24×.

Такое обогащение биотитом на границе двух пород есть, по-видимому, результат вытеснения биотита из зоны полевошпатизации и базификации внешнего контура изменения.

2. *Медная стадия* минерализации проявилась наиболее интенсивно в рудном поле. По характеру проявления она имеет площадное распространение, обусловленное приуроченностью к широко развитой системе разрывных структур. Соответственно интенсивно выражено и гидротермальное изменение вмещающих пород. Интенсивность изменения выражается в частоте проявления, но не в мощности ореола изменения прожилка.

Медная минерализация образует прожилковые зоны, зоны брекчиевидных руд, жилоподобные и гнездообразные тела, зоны вкрапленного оруденения. Вся медная минерализация приурочена к системе разрывных структур.

Главными рудными минералами являются: халькопирит и борнит, а второстепенными—пирит, молибденит, висмутин, медно-висмутовые минералы, теннантит, энаргит.

Гидротермальное изменение в эту стадию минерализации в основном выражается в окварцевании контактовых роговиков. Ореол окварцевания обычно небольшой, причем прямой зависимости мощности ореола изменения от мощности рудного прожилка не наблюдается.

Несколько своеобразно проявляется окварцевание, связанное с вкрапленностью. Обычно при этом кварц и рудный минерал образуют тесные срастания друг с другом, метасоматически развиваясь в породе, в форме своеобразных микрожеод, где рудный минерал приурочен к центральной части, а кварц к периферии. Зачастую в таких микрожеодах наблюдаются хорошо оформившиеся кристаллы кварца (фиг. 2). Выделения кварца имеют неправильные изометрические очертания с характерной для таких образований мостовидной структурой.

Отмечаются различные степени окварцевания роговиков вплоть до интенсивно окварцованных пород, в значительной степени состоящих из кварца (фиг. 3). Помимо кварца в измененной породе отмечается также и К-полевой шпат, хлорит в тесной ассоциации с апатитом, а также и вторичный крупночешуйчатый биотит.

Количественная сторона изменения состава роговиков при окварцевании приведена в табл. 1.

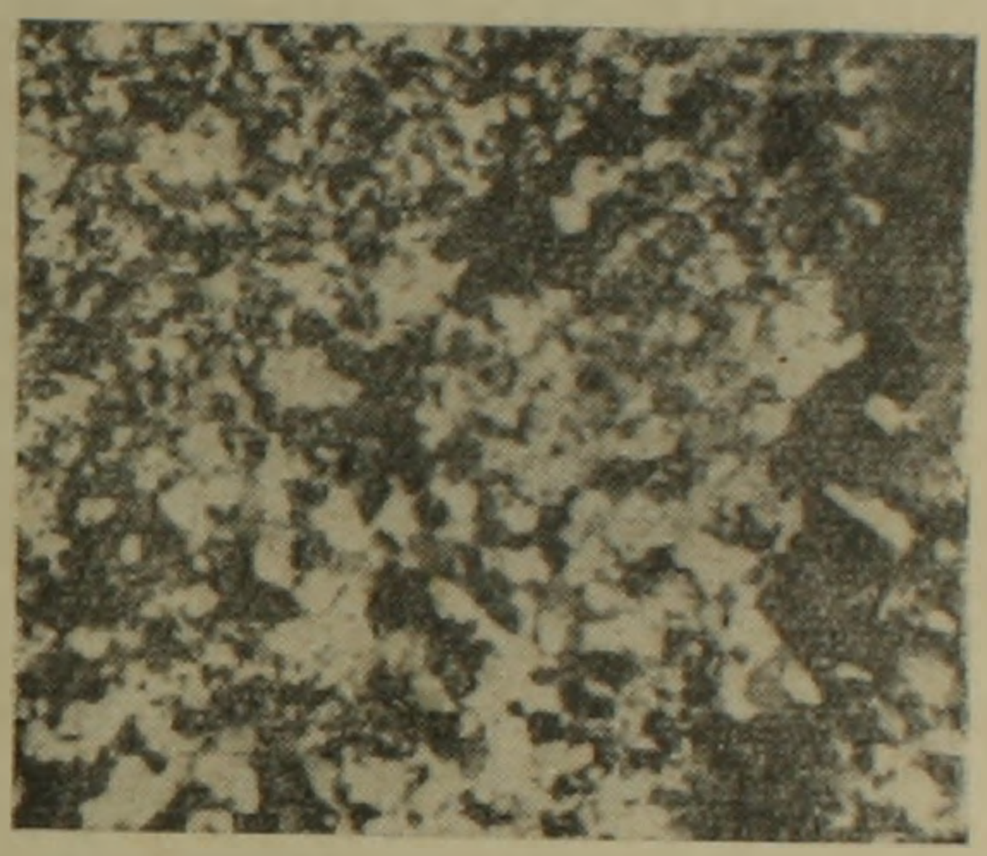
Как видно из таблицы, химические анализы сильно окварцованных расностей роговиков показывают значительное повышение содержания $SiO_2$, что отражается в обогащении породы кварцем. Наряду с этим отмечается значительный вынос $FeO$, $MgO$, $CaO$, а также $Al_2O_3$. Несколько иначе ведут себя щелочи. Отмечается значительный вынос $K_2O$ и наоборот, привнос $Na_2O$.

Медная минерализация захватывает также и эндоконтактовую зону гранодиоритовой интрузии. Здесь также как и в роговиках характер околорудного изменения сохраняется тот же—в основном, окварцева-

ние. Однако по сравнению с роговиками интенсивность проявления здесь несколько слабее.

Вторичный гидротермальный кварц образует мелкозернистый агрегат, в основном, приспосабливающийся к породообразующим минералам и развивается по полевым шпатам. При этом, как правило, темноцветные минералы нацело изменены.

Фиг. 2. Окварцевание роговиков при вкрапленной медной минерализации. Видно совместное метасоматическое замещение кварца и халькопирита (черное) во вмещающей породе. Шлиф прозрачный, николи скрещены. Ув. 24×



Фиг. 3. Интенсивно окварцованные роговики; черное—выделения халькопирита. Шлиф прозрачный, николи скрещены. Ув. 24×

Количественное изменение состава гранодиоритов при окварцевании представлено в табл. 2.

В окварцованных разностях гранодиоритов как и в роговиках отмечается привнос $SiO_2$ и вынос остальных компонентов; $Al_2O_3$, $Fe_2O_3$, FeO, CaO, MgO и щелочей $Na_2O$ и $K_2O$.

Таким образом, из химических анализов измененных пород как роговиков, так и гранодиоритов видно, что, в основном, в эту стадию минерализации происходит окварцевание вмещающих пород и значительный вынос всех остальных компонентов.

*3. 1-ая медно-молибденовая стадия* в отличие от предшествующей медной стадии проявилась локально. В основном, она приурочена к сравнительно крупным тектоническим структурам сколового типа, отчетливо наложенным на более раннюю площадную минерализацию медной стадии. Локализирующие структуры—хорошо выраженные тектонические нарушения с развитым материалом дробления. Указанные нарушения контролируют и локализуют медно-молибденовую минерализацию частично прожилкового характера и, в основном, брекчиевого типа, приуроченную к местам раскрытия при движении блоков вдоль искривленной поверхности контролирующей структуры. Основными минералами здесь являются молибденит, халькопирит, бор-

нит, нередко присутствует пирит, реже медно-висмутовые минералы. В отличие от медной стадии роль молибденита здесь первостепенная.

Околорудное гидротермальное изменение, сопровождающее медно-молибденовую стадию, выражается в образовании кварц-серицитовой породы.

Указанные кварц-серицитовые породы более интенсивно развиваются в висячем боку рудных тел медно-молибденовой стадии. Интенсивность изменения обычно убывает с удалением от контролирующей структуры и места максимального развития оруденения. Наиболее интенсивно изменена глинка нарушения. Внешний контур измененных пород обычно неровный и, как правило, вокруг оперяющих трещин развивается такое же изменение, но сравнительно небольшой мощности.

Интенсивность проявления кварц-серицитовых пород находится в прямой зависимости от литологического состава вмещающих пород. В связи с этим интересно отметить, что в роговиках ореол гидротермального изменения несравненно больше, нежели в диабазовых дайках в случае, когда контролирующие структуры пересекают и диабазовые дайки. В роговиках ширина ореола изменения в 10 раз больше, чем ореол изменения в диабазовых дайках.

Кварц-серицитовые породы, в основном, состоят из кварца, серицита, К-полевого шпата; в незначительном количестве присутствуют карбонат и хлорит. Последний, по-видимому, представляет переходную ступень изменения темноцветных минералов. В менее интенсивно измененных породах, как правило, сохраняются остатки плагиоклазов первичной породы.

Структура породы лепидогранобластовая. В промежутках изометрических зерен кварца развивается серицит в виде плотного чешуйчатого агрегата.

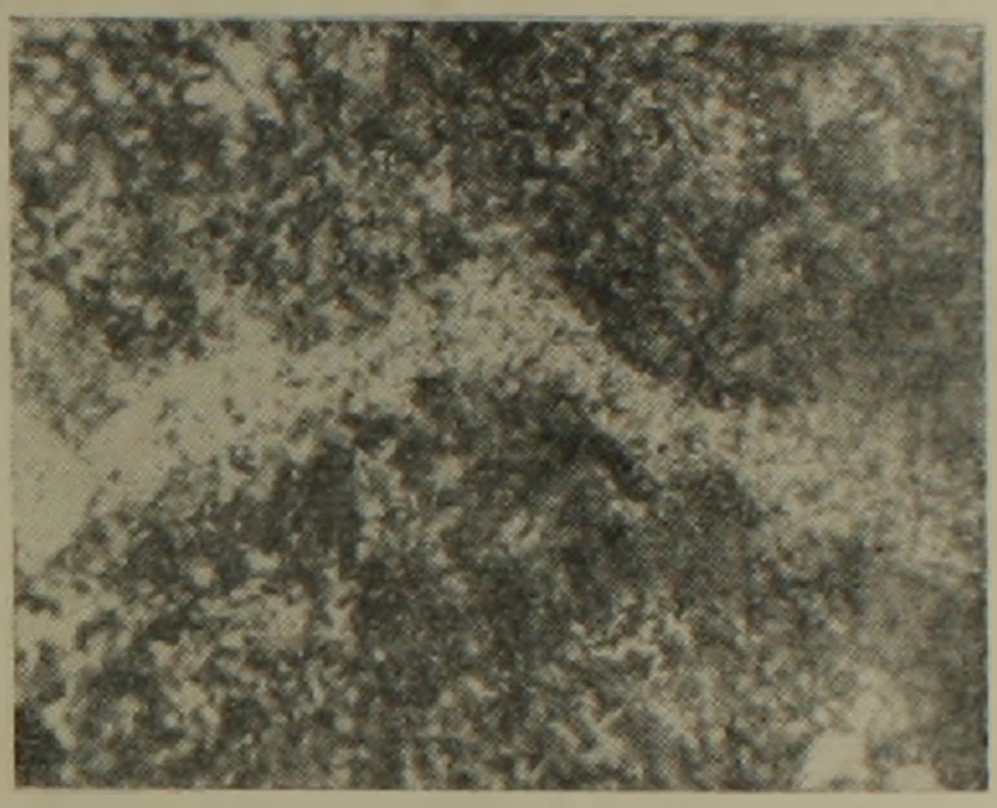
Карбонат встречается часто, но в виде небольших скоплений.

Кварц и серицит, как правило, тесно ассоциируют с рудным минералом, при этом кварц цементируется рудным минералом, а серицит зачастую образует довольно широкую сплошную краевую оторочку вдоль массивных выделений рудных минералов. Зачастую серицит образует взаимные проникновения с рудным минералом, что свидетельствует о почти одновременном их образовании.

Помимо такой площадной серицитизации в роговиках отмечаются отдельные прожилки сплошного серицита. Мощность последних весьма небольшая (фиг. 4). Под микроскопом отчетливо устанавливается более позднее их образование по сравнению с кварцевыми прожилками, по-видимому, принадлежащими к медной стадии.

В диабазовых дайках характер изменения вдоль медно-молибденовых прожилков сохраняется, но в отличие от роговиков отмечается чрезвычайное обилие карбоната.

Количественное изменение состава роговиков при образовании кварц-серицитовой породы представлено в таблице 3, откуда видно, что при изменении породы происходит значительный привнос $SiO_2$, небольшой привнос $K_2O$ и чувствительный вынос почти всех остальных компонентов: $Al_2O_3$, $Fe_2O_3$, FeO, MgO, CaO, $Na_2O$.



Фиг. 4. Интенсивно серицитизи.ованные роговики и прожилки жильного серицита. Шлиф прозрачный. николи скрещены. Ув. 64×

*4. II-ая медно-молибденовая стадия* локализована в гранодиоритах. Как правило оруденение этой стадии контролируется сравнительно крупными тектоническими нарушениями сбросового типа. Оруденение представлено прожилковыми зонами, представляющими опережение отмеченных выше тектонических нарушений. Прожилки сложены гребенчатым кварцем, нарастающим на стенки трещин. Из рудных минералов преимущественно развит молибденит, халькопирит, борнит, блеклая руда. Обычно молибденит образует розетки-чешуйки, в виде цепочки, приурочен к зальбандам кварцевого прожилка, между тем как весь остальной комплекс минералов приурочен к средней части прожилка, заполняя промежутки между гребенчатыми кристаллами кварца.

Гидротермальное изменение, в основном серицитизация. развито в зоне кварцеворудных прожилков, где намечается максимальный ореол изменения. Несколько меньших масштабов изменение намечается вдоль контролирующей структуры, где ореол сравнительно небольшой, но зато глинка нарушения нацело серицитизирована. С удалением от зоны прожилков или контролирующей структуры степень изменения быстро падает.

Интенсивно измененная порода состоит из серицита, кварца. В незначительном количестве присутствует К-полевой шпат. Менее широко развит рутил, апатит.

Структура породы лепидобластовая, гетеробластовая. Здесь выделяются чешуйки серицита различных размеров. Мелкочешуйчатый агретат серицита, в основном, развивается по кристаллам плагиоклаза, обычно от центра к периферии и образует решетчатую микроструктуру.

Крупные чешуйки серицита, размером до 1,0 *мм*, развиваются также по плагиоклазу, но в интерстициях зерен. Серицит развивается почти по всем первичным породообразующим минералам. Наиболее устойчивым среди них является К-полевой шпат. Однако учитывая, что в наиболее интенсивно измененных породах не сохраняются пер-

вичные минералы, естественно, что и он в период интенсивной серицитизации полностью замещается серицитом.

Серицит характеризуется следующими константами

$Ng - 1{,}589$
$Np - 1{,}561$ $\quad Ng - Np = 0{,}028$

Чисто отобранные чешуйки серицита были подвергнуты химическому анализу в лаборатории ИГН АН АрмССР (аналитик З. Гаспарян), который показал следующее содержание компонентов.

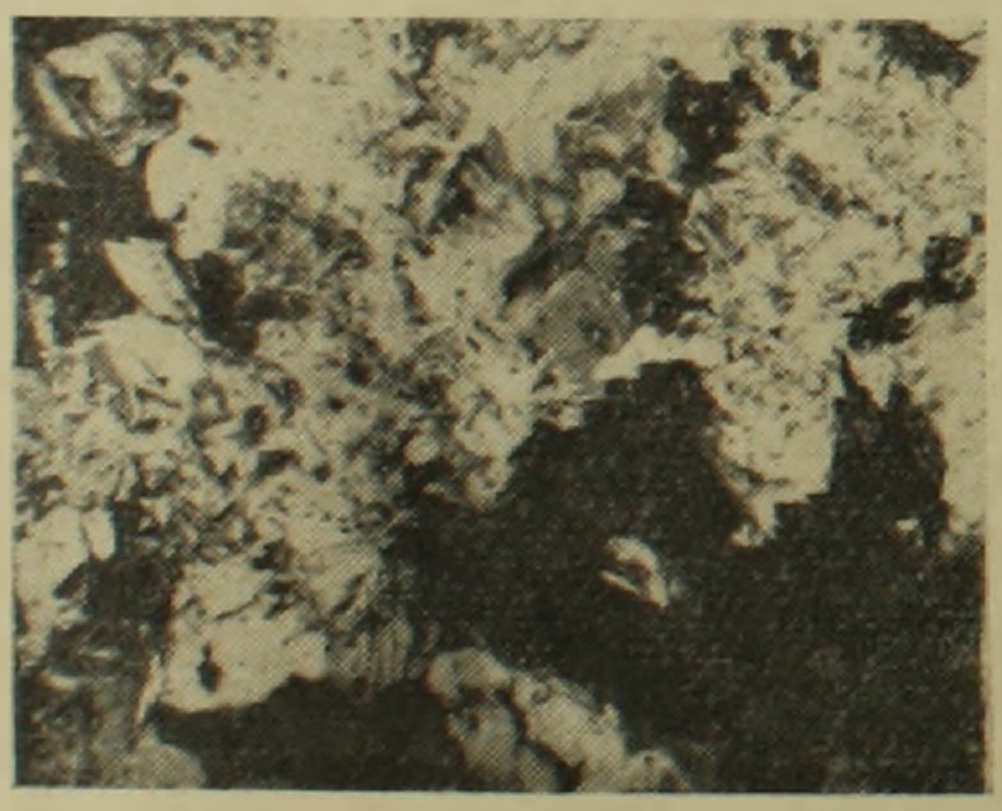
| $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | CaO | MgO | MnO | $K_2O$ | $Na_2O$ | $H_2O+$ | $H_2O-$ | Сумма |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 53,80 | 0.09 | 33,11 | 0,55 | — | сл. | сл. | — | 5,56 | 1,93 | 4,30 | 1,00 | 100.34 |

Упрощенная структурная формула после пересчета имеет следующий вид: $(OH)_2\ K_{0,7}\ Al_2\ (Si_{3,4}\ Al_{0.6})\ O_{10}$.

Как видно из химического анализа и структурной формулы, серицит относится к фенгиту.

Из остальных минералов присутствует вторичный кварц, образующий небольшие изометрические с неправильными очертаниями выделения. Нередко отмечаются также и призматические кристаллы кварца. Повсеместно чешуйки серицита разъединяют кристаллы новообразованного кварца.

В интенсивно измененных породах местами отмечается довольно густая вкрапленность рудных минералов—молибденита и халькопирита. Последние весьма тесно срастаются с серицитом. При этом чешуйчатые выделения молибденита образуют взаимные проникновения, а нередко и агрегаты чешуек серицита оказываются захваченными молибденитом (фиг. 5). Следует отметить, что серицит в качестве жильного минерала присутствует местами довольно обильно в кварцевых прожилках, нарастая на гребенчатые кристаллы кварца.



Фиг. 5. Характер срастания серицита (светлое) и молибденита (черное). Шлиф прозрачный, николи скрещены. Ув. 24×

Наряду с описанными минералами довольно часто, но в ограниченном количестве встречается рутил в виде хорошо образованных кристаллов (фиг. 6). Новообразованный рутил представляет собой результат перегруппировки вещества при гидротермальном изменении вмещающих пород.

В породе отмечаются также неправильные выделения апатита, который повсеместно разъедается серицитом. Учитывая, что апатит образует совместные выделения с новообразованным кварцем, естественно его отнести к новообразованным минералам.

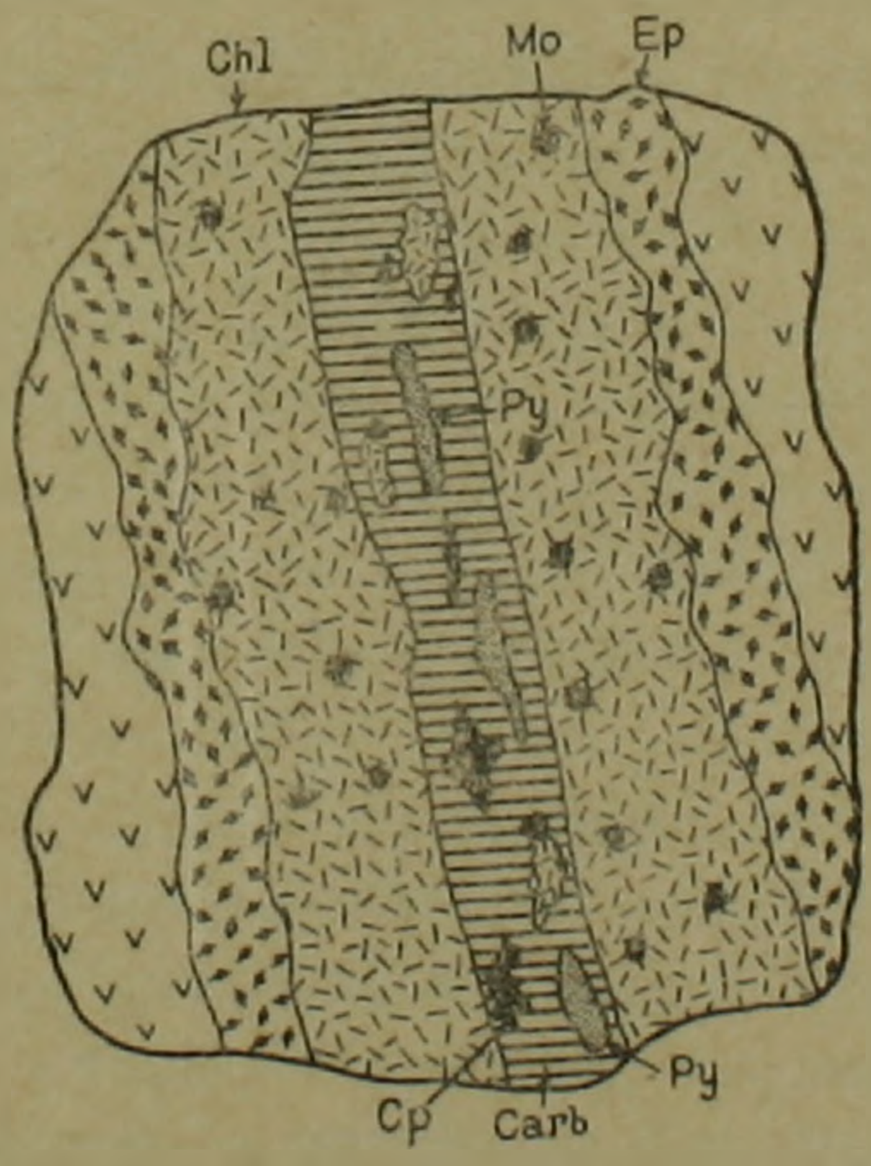
Количественное изменение состава компонентов при серицитиза-

ции гранодиоритов представлено в таблице 4, откуда видно, что при серицитизации гранодиоритов содержание кремнезема остается почти неизменным, но происходит значительный вынос всех остальных компонентов: $Al_2O_3$, $Fe_2O_3$, FeO, MgO, CaO, $Na_2O$, а в отношении $K_2O$ и $H_2O$ отмечается чувствительный их привнос.

Фиг. 6. Выделение призматических кристаллов рутила при серицитизации гранодиоритов. Шлиф прозрачный без анализатора. Ув. 24×

*5. Медно-карбонатная стадия* проявилась в рудном поле слабо. Образует небольшие жилоподобные тела обычно четковидного строения с многочисленными раздувами и пережимами, а также прожилка весьма различной мощности. Жильный минерал, как правило, карбонат-кальцит. В карбонатной жильной массе отмечаются чешуйки хлорита. Главные рудные минералы: халькопирит, пирит, молибденит, редко сфалерит.

Гидротермальное изменение вмещающих пород в эту стадию представлено хлоритизацией и эпидотизацией, развитых зонально вокруг рудных тел (фиг. 7). Во внешней зоне проявляется эпидотизация, во внутренней—хлоритизация. Граница между основными зонами довольно постепенная, но отчетливая, а местами и резкая.




Фиг. 7. Зарисовка штуфного образца медно-карбонатной стадии. Видно зональное строение гидротермально измененных пород. Ep—эпидотизация, Chl—хлоритизация.

Следует отметить, что непосредственно в зальбандах прожилков совместно с кварцем в незначительном количестве присутствует серицит, который приспосабливается к хлориту, и местами развивается по нему.

Таким образом, для данной стадии минерализации намечается последовательное изменение характера растворов во времени и наложение одного типа изменения на другой.

Эпидот слагает хорошо образованные призматические кристаллы размером до 1 *мм*, местами довольно большие скопления мелкозернистого агрегата.

На границе двух зон отмечаются случаи, когда хлорит проникает в эпидот и развивается по нему. Местами с продвижением фронта

хлоритизации в хлоритовой зоне остаются остатки незамещенного эпидота. В хлоритовой зоне структура породы лепидобластовая. В основном, порода состоит из чешуек и розеток хлорита, а также сравнительно незначительного количества породообразующих минералов роговиков. Для хлорита характерны ярко зеленый цвет, слабое двупреломление, сильно выраженный плеохроизм. Образует веерообразные агрегаты – розетки и чешуйки.

Химический анализ хлорита показал следующий результат:

| $SiO_2$ | $TiO_2$ | $Al_2O_3$ | $Fe_2O_3$ | FeO | MnO | MgO | CaO | $Na_2O$ $K_2O$ | п. п. п. | Сумма |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 34,88 | 0,22 | 19,21 | 5.77 | 11,52 | 0,13 | 13,84 | 3,99 | 0,13 | 10,51 | 100,20 |

Как видно из химического анализа, хлорит относится к железомагнезиальным хлоритам и, по всей вероятности, его можно отнести к рипидолиту.

В табл. 5 представлены результаты количественной характеристики изменения состава роговиков при хлоритизации в медно-карбонатную стадию, откуда видно, что при хлоритизации происходит значительный вынос $SiO_2$, $Al_2O_3$, $Fe_2O_3$, CaO, $K_2O$ и существенный привнос FeO, MgO, $H_2O$.

*6. Кварц-пиритовая стадия* проявилась довольно интенсивно в рудном поле, но вследствие значительного разрыва во времени от главных промышленных стадий, она обособлена от них территориально. Кварц-пиритовая стадия локализована, в основном, на северо-западном окончании Дастакертской зоны дробления вследствие последовательного развития последней в этом же направлении.

Оруденение кварц-пиритовой минерализации образует зоны прожилкования, сопряженные с сравнительно крупными тектоническими структурами скалывающего типа.

Гидротермальное изменение вмещающих пород выражено в серицитизации, которая проявляется как в виде слабо выраженного ореола вдоль пиритовых прожилков, так и в виде довольно мощных зон измененных, серицитизированных пород.

Под микроскопом порода имеет лепидогранобластовую структуру. В основном, она состоит из серицита, адуляра, пирита, небольшого количества кварца, карбоната.

Серицит составляет значительную часть измененной породы, образует чешуйчатые агрегаты различных размеров, тесно срастаясь с остальными минералами—адуляром и пиритом. Мелкочешуйчатый агрегат серицита, как правило, заполняет и замещает первичные кристаллы плагиоклаза, между тем, как крупные чешуйки серицита тесно срастаются с вкрапленниками пирита.

Наряду с серицитом, в измененной породе большую роль играет новообразованный—адуляр, образующий выделения с неправильны-

ми, местами вытянутыми очертаниями. Зачастую адуляр образует гломерабластические скопления, в которых он тесно срастается с пиритом.

Возле пиритовых прожилков, в зоне, непосредственно промыкающей к прожилку, процесс изменения выражен более интенсивно, но ореол изменения незначительный 1—2 *см.* Размер чешуек серицита здесь гораздо больше, нежели в серицитизированных породах. Помимо указанного отмечается также более тесные срастания адуляра с рудным минералом. Как видно из микрофото (фиг. 8) адуляр здесь образует каемку вокруг выделений пирита в нацело серицитизированной породе.

Фиг. 8. Интенсивно серицитизированные роговики (кварц-пиритовая стадия); вдоль выделений пирита (черное) каемка адуляра. Шлиф прозрачный, николи скрещены. Ув. 64У.

Подобные взаимоотношения свидетельствуют о совместном образовании обоих минералов.

Пирит в породе имеет большое распространение, образует вкрапленность, местами тончайшие прожилочки, тесно срастается как с адуляром, так и с серицитом.

Карбонат распространен сравнительно слабо и образует небольшие пятнистые выделения в интенсивно серицитизированной породе, главным образом, в роговиках, где измененность проявляется на сравнительно значительной площади. В гранодиоритах, подвергшихся серицитизации, вокруг пиритовых прожилков карбонат, как правило, отсутствует.

*7. Полиметаллическая стадия* имеет ограниченное распространение в рудном поле. Образует отдельные жилы и прожилки, приуроченные к скалывающим тектоническим структурам.

Измененные породы образуют ореол вокруг полиметаллических жил. Мощность их обычно незначительная—около 1,0 *м.*

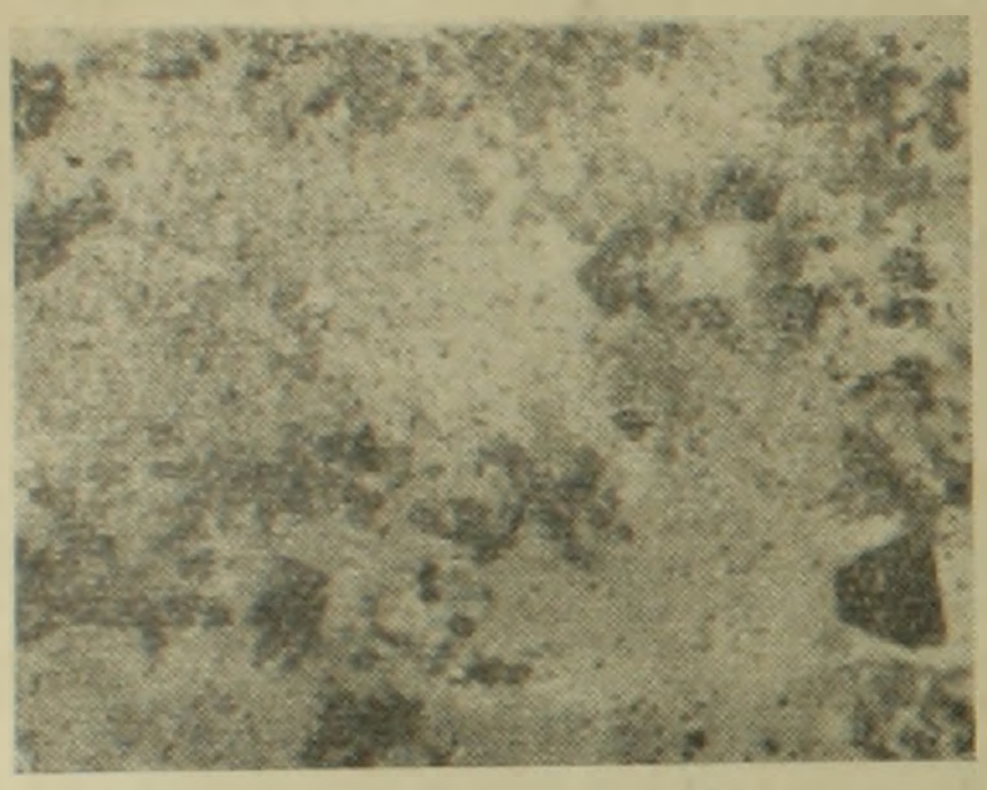
Ореол гидротермально измененных пород вдоль полиметаллических жил имеет зональное строение. Вдали от контролирующих структур развивается зона преимущественной серицитизации, вблизи же жил проходит полоса преимущественной карбонатизации, которая отчетливо развивается по ранней серицитизации.

Такая зональность представляется, как результат наложения более поздней карбонатизации на предшествующую серицитизацию в пределах одной стадии минерализации в результате изменения характера растворов.

Во внешней серицитизированной зоне структура породы лепидобластовая. В основном, порода состоит из тончайшего агрегата серицита, почти равномерно развивающегося во вмещающей породе. По мере приближения к полиметаллической жиле увеличивается ко-

личество карбоната, раззивающегося в виде неправильных пятнистых выделений и тончайших прожилков. Совместно с карбонатом тесно ассоциируется и пирит, образующий тончайшую и густую вкрапленность кубических кристаллов в карбонатизированной породе (фиг. 9).

Как правило, здесь карбонат интенсивно развивается по серициту, зачастую даже отдельные участки серицитового агрегата заключены в карбонатных выделениях, вследствие захвата последних. Местами это явление захвата серицита карбонатом проявляется так широко, что создает ложное впечатление о проникновении серицита в карбонат в виде тончайших червовидных прожилков. Состав карбоната в полиметаллических жилах соответствует анкериту и, по-видимому, аналогичный состав он имеет и в гидротермально измененных породах. Как видно из таблицы 6 в карбонатизированных породах отмечается существенный привнос MgO, что конечно отражается в существенно магнезиальном составе карбоната.



Фиг. 9. Интенсивно карбонатизированные роговики; темное рельефное—карбонат, черное—пирит. Шлиф прозрачный без анализатора. Ув. 24×

Из таблицы 6 видно, что при карбонатизации в полиметаллическую стадию во вмещающих породах происходят существенные изменения. Это выражается в чувствительном выносе $SiO_2$, щелочей—$K_2O$ и $Na_2O$ и в существенном привносе $Al_2O_3$, $Fe_2O_3$, MgO, CaO. Низкое содержание FeO в карбонатизированной породе объясняется тем, что в анализе измененной породы учтено содержание Fe, входящее в состав пирита. Последнее расчитано по количеству серы в измененных породах.

Резюмируя все вышеизложенное по гидротермально измененным породам Дастакертского медно-молибденового месторождения, следует отметить следующее:

1. Каждой стадии гидротермальной минерализации соответствует свой специфический тип гидротермально измененной породы.

2. От ранних стадий к поздним намечается постепенное изменение характера измененной породы.

Наиболее ранним стадиям присуще высокотемпературное изменение. С падением температуры образования гипогенной минерализации меняется и характерная ассоциация минералов в измененных породах. Так, например, для наиболее ранней медно-полевошпатовой стадии характерна высокотемпературная полевошпатизация. Для медной стадии характерно окварцевание. В более низкотемпературную I медно-молибденовую стадию наряду с кварцем большая роль принадлежит серициту.

Затем роль кварца падает и во II медно-молибденовой стадии преобладающее значение приобретает серицит.

Для медно-карбонатной стадии характерна эпидотизация с хлоритизацией. В кварц-пиритовую—происходит серицитизация в ассоциации с низкотемпературным адуляром..

Наконец, в полиметаллическую стадию в условиях значительной роли карбоната отмечается весьма интенсивная карбонатизация, следующая за первой волной серицитизации, характерной для начального периода полиметаллической стадии.

Таким образом, с последовательной сменой стадии гипогенной минерализации от высокотемпературной к более низкотемпературной. соответственно меняется и характер измененной породы.

3. В вышеприведенной последовательности образования измененных пород отмечается весьма большая роль серицита.

Серицитизация присуща значительному числу стадий; серицит присутствует во многих типах измененных пород. Такую устойчивость серицита, по-видимому, следует объяснить значительным температурным интервалом его образования, а также щелочным характером растворов, сохраняющимся в течение всей гидротермальной минерализации.

4. Интенсивность проявления гидротермально измененных пород возрастает от ранних стадий к поздним. Однако существует максимум. после которого происходит значительное убывание интенсивности околорудного изменения.

5. Несмотря на то, что околорудное изменение проявляется в различных типах пород (гранодиориты, роговики, диабазы) тем не менее характер изменения в них сохраняется. Некоторое отличие при серицитизации наблюдается в том, что в более основных породах (диабазы) отмечается обилие карбоната, меж тем как в менее основ-

*Таблица 1*

Изменение состава роговиков при окварцевании в медную стадию минерализации

| | Весовые проценты | | Количество (в *г*) в 100 *см*³ свежего роговика | Количество (в *г*) в 100 *см*³ гидротерм. изм. роговика | „Вынос—привнос" | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | роговик неизмененный | гидротермально измененный роговик* | | | абсолютная разница в *г* | в % к массе окисла в 100 *см*³ роговика |
| $SiO_2$ | 55,46 | 67,44 | 144,1 | 168,3 | +24,2 | 16,8 |
| $TiO_2$ | 0,75 | 0,30 | 01,95 | 0,762 | —1,188 | 64,9 |
| $Al_2O_3$ | 18,09 | 15,20 | 47,1 | 38,7 | —8,4 | 18,05 |
| $Fe_2O_3$ | 4,60 | 1,69 | 11,95 | 4,29 | —7,66 | 64,5 |
| $FeO$ | 3,65 | 1,24 | 9,50 | 3,16 | —6,34 | 66,7 |
| $MnO$ | — | 0,17 | | | | |
| $MgO$ | 3,47 | 1,35 | 9,02 | 3,43 | —5,59 | 62,0 |
| $CaO$ | 5,59 | 2,42 | 14,5 | 6,15 | —8,35 | 57,5 |
| $Na_2O$ | 3,21 | 4,44 | 8,35 | 11,3 | +2,95 | 35,3 |
| $K_2O$ | 3,45 | 2,24 | 8,96 | 5,69 | —3,27 | 36,4 |
| п. п. п. | 1,73 | 3,63 | 4,50 | 9,22 | +4,72 | 105 |
| Сумма | 100,0 | 100,0 | | | | |
| Объемный вес | 2,60 | 2,54 | — | — | — | — |

* Анализ выполнен в хим. лаборатории ИГН АН АрмССР, аналитик А. Петросян.

ных (роговики)—небольшое их присутствие, а в кислых породах—гранодиоритах—почти полное отсутствие.

*Таблица 2*

Изменение состава гранодиоритов при окварцевании в медную стадию минерализации

| | Весовые проценты | | Количество (в г) в 100 см³ свежего гранодиорита | Количество (в г) в 100 см³ изм. гранодиор. | „Вынос—привнос" | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | гранодиорит неизм. | гранодиорит изм.* | | | абсолютная разница в г | в % к массе окисла в 100 см³ гранодиорита |
| $SiO_2$ | 61.96 | 69.26 | 166.1 | 181.0 | +15.0 | 9,03 |
| $TiO_2$ | 0,51 | 0,24 | 1,365 | 0.628 | — 0 737 | 54.0 |
| $Al_2O_3$ | 18.40 | 17.63 | 48,3 | 46,2 | — 3,1 | 6.30 |
| $Fe_2O_3$ | 2.91 | 2.30 | 7,80 | 6.05 | — 1.75 | 22,4 |
| FeO | 2,23 | 0,34 | 5,97 | 0,891 | — 5,079 | 96,7 |
| MnO | — | 0,07 | | 0,1834 | — | — |
| MgO | 1,78 | 0,55 | 4,78 | 1,44 | — 3,34 | 69,8 |
| CaO | 5.72 | 2.18 | 15,36 | 5,45 | — 9,87 | 64,5 |
| $Na_2O$ | 3,57 | 3,30 | 9,55 | 8,64 | — 0,91 | 9,5 |
| $K_2O$ | 2.51 | 1.59 | 6,75 | 4,17 | — 2,58 | 38,8 |
| п.п.п. | 0,51 | 2,72 | 1,37 | 7,13 | + 5,76 | 42,0 |
| Сумма | 100,51 | 100,0 | — | — | — | — |
| Объемный вес | 2,68 | 2,62 | — | — | — | — |

* Анализ произведен в хим. лаборатории ИГН АН АрмССР, аналитик А. Петросян.

*Таблица 3*

Изменение состава роговиков при гидротермальном изменении в I медно-молибденовую стадию

| | Весовые проценты | | Количество (в г в) 100 см³ свежего гранодиорита | Количество (в г) в 100 см³ гидротерм. изм. гранодиорита | „Вынос—привнос" | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | роговик неизмененный | гидротермально измененный роговик* | | | абсолютная разница (в г) | в % к массе окисла в 100 см³ гранодиорита |
| $SiO_2$ | 55,46 | 65,32 | 144,0 | 159,2 | +15,2 | 10,6 |
| $TiO_2$ | 0,75 | 0,24 | 1,950 | 0,586 | — 1,364 | 69,9 |
| $Al_2O_3$ | 18,09 | 17,25 | 47,1 | 4,22 | — 4,9 | 10,4 |
| $Fe_2O_3$ | 4,60 | 2,49 | 11,98 | 6,07 | — 5,91 | 49,3 |
| Fe | 3,65 | 0,96 | 9,48 | 2,34 | — 7,14 | 75,4 |
| MnO | — | 0,10 | | 2,66 | | |
| MgO | 3,47 | 1,50 | 9,02 | 3,60 | — 5,36 | 59,5 |
| CaO | 5,59 | 2,29 | 14,52 | 3,64 | — 8,92 | 61,5 |
| $Na_2O$ | 3,21 | 1,49 | 8,35 | 9,25 | — 4,71 | 56,5 |
| $K_2O$ | 3,45 | 3,79 | 8,96 | 11,15 | + 0,29 | 3,24 |
| п.п.п. | 1,63 | 4,57 | 4,50 | — | + 6,65 | 148,0 |
| Сумма | 100,0 | 100,0 | — | — | — | — |
| Объемный вес | 2,60 | 2,44 | — | — | — | — |

* Анализ произведен в лаборатории ИГН АН АрмССР, аналитик А. Петросян.

*Таблица 4*

Изменение состава гранодиоритов при серицитизации во II медно-молибденовую стадию

| | Весовые проценты | | Количество (в г) в 100 $см^3$ свежего гранодиор. | Количество (в г) в 100 $см^3$ изм. гранодиорита | Вынос—привнос* | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | гранодиорит неизм. | гранодиорит гидротерм. изм * | | | абсолютная разница в г | в % к массе окисла в 100 $см^3$ гранодиорита |
| $SiO_2$ | 61,96 | 66,54 | 166,0 | 165,8 | −0,2 | 0,0012 |
| $TiO_2$ | 0,51 | 0,33 | 1,365 | 0,822 | −0,543 | 39,7 |
| $Al_2O_3$ | 18,40 | 18,92 | 49,4 | 47,2 | −2,2 | 4,05 |
| $Fe_2O_3$ | 2,91 | 1,43 | 7,80 | 3,57 | −4,23 | 54,3 |
| FeO | 2,23 | 0,20 | 5,98 | 0,498 | −5,482 | 91,6 |
| MnO | — | 0,09 | — | 1,02241 | — | + |
| MgO | 1,78 | 0,95 | 4,77 | 2,37 | −2,40 | 50,3 |
| CaO | 5,72 | 3,20 | 15 32 | 7,96 | −7,36 | 48,1 |
| $Na_2O$ | 3,57 | 1,23 | 9,57 | 3,07 | −6,50 | 68,0 |
| $K_2O$ | 2,51 | 4,14 | 6,72 | 10,3 | +3,58 | 53,3 |
| п.п.п. | 0,51 | 2,87 | 01,368 | 7,15 | +5,78 | 422,0 |
| Сумма | 100,0 | 100,0 | — | — | — | — |
| Объемный вес | 2,68 | 2,49 | — | — | — | — |

* Анализ произведен в хим. лаборатории ИГН АН АрмССР, аналитик С. Дехтрикян.

*Таблица 5*

Изменение состава роговиков при хлоритизации и эпидотизации в медно-карбонатную стадию минерализации

| | Весовые проценты | | Количество (в г) в 100 $см^3$ свежего роговика | Количество (в г) в 100 $см^3$ гидротерм. изм. роговика | Вынос—привнос* | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | роговики неизмененные | гидротерм. измененный роговик* | | | абсолютная разница в г | в % к массе окисла в 100 $см^3$ роговика |
| $SiO_2$ | 55,46 | 51,52 | 144,0 | 123,0 | −21,0 | 14,6 |
| $TiO_2$ | 0,75 | 0,71 | 1,95 | 1,69 | − 0,26 | 1,33 |
| $Al_2O_3$ | 18,09 | 18,28 | 47,1 | 43,6 | − 3,5 | 7,5 |
| $Fe_2O_3$ | 4,60 | 1,44 | 11,95 | 3,43 | − 8,52 | 71,0 |
| FeO | 3,65 | 6,00 | 9,50 | 14,3 | + 4,8 | 50,5 |
| MnO | — | 0,35 | — | 0,834 | — | — |
| MgO | 3,47 | 5,49 | 9,02 | 13,04 | + 4,02 | 44,5 |
| CaO | 5,59 | 5,14 | 14,51 | 12,22 | − 2,29 | 15,8 |
| $Na_2O$ | 3,21 | 3,56 | 8,35 | 8,48 | + 0,13 | 1,56 |
| $K_2O$ | 3,45 | 0,91 | 8,96 | 2,16 | − 6,8 | 75,9 |
| п.п.п. | 1,73 | 6,60 | 4,50 | 15,7 | +11,20 | 249,0 |
| Сумма | 100,0 | 100,0 | — | — | — | — |
| Объемный вес | 2,60 | 2,38 | — | — | — | — |

* Анализ произведен в хим. лаборатории ИГН АН АрмССР, аналитик З. Гаспарян.

*Таблица 6*

Изменение состава роговиков при серицитизации
и карбонатизации в полиметаллическую стадию минерализации

| | Весовые проценты | | Количество (в *г*) в 100 *см*³ свежего роговика | Количество (в *г*) в 100 *см*³ измененного роговика | „Вынос—привнос" | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | роговик неизменный | гидротермально измененный роговик* | | | абсолютная разница в *г* | в % к массе окисла в 100 *см*³ роговика |
| $SiO_2$ | 55,46 | 40,92 | 144,0 | 99,7 | —44,3 | 30,8 |
| $TiO_2$ | 0,75 | 0,95 | 1,95 | 2,32 | + 0,37 | 18,9 |
| $Al_2O_3$ | 18,09 | 21,52 | 47,1 | 52,7 | + 5,6 | 11,9 |
| $Fe_2O_3$ | 4,60 | 5,34 | 11,95 | 12,9 | + 0,95 | 7,91 |
| FeO | 3,65 | 1,91 | 9,489 | 4,63 | — 4,86 | 51,3 |
| MnO | — | 0,56 | — | 0,135 | + 0,77 | — |
| MgO | 3,47 | 4,05 | 9,03 | 9,80 | + 1,35 | 8,52 |
| CaO | 5,59 | 6,55 | 14,5 | 15,85 | — 0,65 | 9,31 |
| $Na_2O$ | 3,21 | 3,18 | 8,35 | 7,70 | — 2,61 | 7,79 |
| $K_2O$ | 3,45 | 2,63 | 3,97 | 6,36 | +26,90 | 29,1 |
| п.п.п. | 1,73 | 12,96 | 4,50 | 31,4 | — | 528,0 |
| Сумма | 100,0 | 100,0 | — | — | — | — |
| Объемный вес | 2,60 | 2,42 | — | — | — | — |

* Анализ произведен в хим. лаборатории ИГН АрмССР, аналитик С. Дехтрикян

Институт геологических наук АН АрмССР Поступила 12 I 1959

Կ. Ա. ԿԱՐԱՄՅԱՆ

# ԴԱՍՏԱԿԵՐՏԻ ՊՂԻՆՁ-ՄՈԼԻԲԴԵՆԱՅԻՆ ՀԱՆՔԱՎԱՅՐԻ ՀԻԴՐՈԹԵՐՄԱԼ ՓՈՓՈԽՎԱԾ ԱՊԱՐՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

*Դաստակերտի հանքավայրի միներալացումն արտահայտվում է բազմաթիվ ստադիաներով։ Հեղինակը առանձնացնում է միներալացման 10 ստադիա։ Հիդրոթերմալ փոփոխման յուրաքանչյուր տիպի կապը հանքային միներալացման որոշակի ստադիայի հետ ներկայացված է հետևյալ սխեմայում։*

| № | Միներալացման ստադիաները | Փոփոխման բնույթը | Արտահայտման ինտենսիվությունը |
|---|---|---|---|
| 1 | Պղինձ-դաշտաշպատային | դաշտաշպատացում | — |
| 2 | Պղնձային | կվարցացում | — |
| 3 | I պղինձ-մոլիբդենային | կվարցացում սերիցիտացման հետ | — |
| 4 | II պղինձ-մոլիբդենային | սերիցիտացում | — |
| 5 | Պղինձ-կարբոնատային | էպիդոտացում, քլորիտացում | — |
| 6 | Կվարց-պիրիտային | սերիցիտացում | — |
| 7 | Կվարց-պիրիտ-ֆալկոպիրիտային | — | |
| 8 | Բազմամետաղային | սերիցիտացում կարբոնատացման հետ | — |
| 9 | Ալաբանդինային | — | |
| 10 | Կարբոնատային | — | |

Հիդրոթերմալ փոփոխված ապարների բնորոշ առանձնահատկությունները հանգում են հետևյալին՝

1. Հիդրոթերմալ մինէրալացման յուրաքանչյուր ստադիային համապատասխանում է հիդրոթերմալ փոփոխված ապարի յուրահատուկ տիպ։

2. Վաղ ստադիաներից դեպի ավելի ուշ ստադիաները նկատվում է փոփոխված ապարի բնույթի աստիճանական փոփոխություն։

Ամենավաղ ստադիաներին հատուկ է բարձր ջերմաստիճանային փոփոխություն։ Հիպոգեն մինէրալացման ստադիաների առաջացման ջերմաստիճանի անկման հետ փոփոխվում է նաև մինէրալների բնորոշ խմբավորումը փոփոխված ապարներում։ Այսպես, օրինակ, վաղ պղինձ-դաշտաշպատային ստադիային հատուկ է բարձր ջերմաստիճանային դաշտաշպատացումը. ավելի ցածր ջերմաստիճանային | պղինձ-մոլիբդենային ստադիայի համար բնորոշ է կվարցացումը, մեծ դեր է պատկանում սերիցիտին. այնուհետև կվարցի դերը || պղինձ-մոլիբդենային ստադիայում խիստ կերպով ընկնում է, դերիշխող նշանակություն է ստանում սերիցիտը. պղինձ կարբոնատային ստադիայի համար բնորոշ է էպիդոտացումը քլորիտացման հետ միասին։ Կվարց-պիրիտային ստադիայում նորից տեղի է ունենում սերիցիտացում արդեն առցացված ցածր ջերմաստիճանային ադուլյարի հետ։ Վերջապես բազմամետաղային ստադիայում, որտեղ որպես երակային մինէրալ մեծ դեր է կատարում կարբոնատը, նկատվում է շատ ինտենսիվ կարբոնատացում։

Այսպիսով հիպոգեն մինէրալացման ստադիաների հաջորդական փոփոխման հետ միասին, բարձր ջերմաստիճանայինից դեպի ավելի ցածր ջերմաստիճանայինը, համապատասխանաբար փոփոխվում է նաև փոփոխված ապարների բնույթը։

3. Փոփոխված ապարների առաջացման վերը հիշված հաջորդականության մեջ նկատվում է սերիցիտի չափազանց մեծ դերը։ Սերիցիտացումը հատուկ է ստադիաների մեծ մասին. սերիցիտ կա փոփոխված ապարների շատ տիպերի մեջ։ Սերիցիտի այդպիսի մնայունությունը ըստ երևույթին պետք է բացատրել նրա առաջացման մեծ ջերմաստիճանային ինտերվալով, ինչպես նաև լուծույթների ալկալիական բնույթով, որը պահպանվում է ամբողջ հիդրոթերմալ մինէրալացման ընթացքում։

4. Հիդրոթերմալ փոփոխված ապարների արտահայտման ինտենսիվությունը աճում է ավելի վաղ ստադիաներից դեպի ավելի ուշ ստադիաները։ Սակայն գոյություն ունի մաքսիմում, որից հետո տեղի է ունենում մերձհանքային փոփոխության ինտենսիվության զգալի նվազում։ Ապարների հիդրոթերմալ փոփոխության ամենամեծ ինտենսիվությունը համապատասխանում է պղինձ-մոլիբդենային ստադիաներին։

5. Չնայած նրան, որ մերձհանքային փոփոխությունը արտահայտվում է ապարների զանազան տիպերում (գրանոդիորիտներ, եղջրաքարեր, դիաբազներ), այնուամենայնիվ փոփոխության բնույթը նրանցում պահպանվում է։ Այսպես, օրինակ, սերիցիտացման ժամանակ ավելի հիմքային ապարներում (դիաբազներ) առաջանում է մեծ քանակությամբ կարբոնատ, այն ժամանակ երբ ավելի ցածր հիմքային եղջրաքարերում գիտվում է նրա միայն չնչին քանակությունը, իսկ թթու գրանոդիորիտներում այն լրիվ բացակայում է։

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Наковник Н. И.* Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме. Зап. ВМО, № 4, 1958.