

ХАРАКТЕР ПРОЯВЛЕНИЯ ПРЕДРУДНОЙ ПРОПИЛИТИЗАЦИИ В ДИОРИТ-ПОРФИРИТАХ КАДЖАРАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

© 2008г. М.А.Арутюнян

Институт геологических наук НАН РА,
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
E-mail: hrshah@sci.am
Поступила в редакцию 18.04.2008г.

Рассматриваются особенности химического состава минералов эпидот-хлоритовой фации предрудных пропилитов, образовавшихся при диффузионном замещении диорит-порфиритов. Температурный интервал минералообразования по эпидот-хлоритовому геотермометру оценивается в 220-320°C. Режим щелочности-кислотности по индикаторным минеральным ассоциациям оценивается в 3,5-5,5рН. Характер развития минералов пропилитового парагенезиса указывает на то, что определяющими при метасоматическом замещении являются высокая активность воды, температурный фактор и режим кислотности-щелочности.

Формированию гидротермальной системы, с которой связано отложение рудных концентраций медно-молибденовой и золото-сульфидной формаций Зангезурского рудного района, предшествует значительный отрезок времени, отмеченный развитием процессов предрудной пропилитизации и кислотного выщелачивания. Целью данной работы является изучение особенностей проявления предрудных пропилитовых изменений в пределах Каджаранского рудного поля, на основе исследования последовательности образования минеральных ассоциаций при метасоматическом замещении и химического состава новообразующихся минералов.

Первоначально понятие пропилиты было введено Г.Рихтгофеном в 1968г. для обозначения вулканических пород, вмещающих рудные месторождения. Последующее применение этого термина связывается с предрудными метасоматическими изменениями, получившими развитие в рудных полях месторождений различных формаций. При классификации метасоматитов Зангезурского рудного района К.А.Карамяном и др. (1987) процессы, связанные с автосоматическими изменениями вулканогенной толщи среднего эоцена, были отнесены к группе зеленокаменных перерождений, в отдельную группу были выделены пропилиты предрудного кислотного выщелачивания.

Представления о масштабах и характере развития метасоматитов, предшествующих процессам рудообразования в пределах Каджаранского рудного поля, можно получить из работ С.С.Мкртчяна и др. (1963), К.А.Карамяна (1973) и К.А.Карамяна и др. (1987). В этих работах отмечается, что для пропилитов характерно повсеместное площадное распространение в виде сети прожилков различной частоты, без видимой связи с зонами дробления и крупными разрывными нарушениями. Прожилки представлены в главной массе эпидотом, с незначительным развитием хлорита по периферии. Мощность их не превышает 0,5см, при незначительной протяженности; обычны прожилки мощностью 1-2мм, изредка 4-6см; в монзонитах и вулканогенных породах ореол осветления вокруг прожилков превышает их мощность в 3-4 раза и представ-

ляет собой зону альбитизации с густой сыпью мелких зерен эпидота, развивающихся по плагиоклазу; нередко в прожилках отмечается вкрапленность пирита. В породах кислого состава – гранодиоритах и гранодиорит-порфирах – эпидотовые прожилки не сопровождаются ореолом альбитизации. Возрастные взаимоотношения пропилитов с дайками мегафировых гранодиорит-порфиров и рудными образованиями Каджаранского месторождения четко свидетельствуют, что образование пропилитов произошло после формирования гранодиорит-порфиров, но до отложения рудных ассоциаций (Мкртчян и др., 1963).

Ареал пропилитизации охватывает монзониты, вулканогенные образования среднего эоцена, порфиридные гранодиориты и породы дайкового комплекса – все типы пород, выделенные в пределах Каджаранского рудного поля. Степень изменения пород вне пропилитовых прожилков сравнительно небольшая, и зоны с полным замещением темноцветных минералов и полевых шпатов минералами пропилитовой ассоциации отсутствуют. В пределах собственно месторождения интенсивным развитием процессов гидротермального замещения перекрыты все предшествующие изменения, именно поэтому выявление дайки диорит-порфиритового состава на нижних горизонтах месторождения (у вреза реки Вохчи), со следами пропилитового замещения, представляет большой интерес.

Геология участка. На участке Левобережья Каджаранского месторождения отмечается серия даек диорит-порфиритов и кварцевых диорит-порфиритов северо-восточного простирания, прослеживающихся на первые сотни метров при мощности от 3 до 5м. Чуть севернее (200-300м) проходит широтная зона вторичных кварцитов, которые выделяются в рельефе отдельными выходами. Нами исследовалась дайка кварцсодержащего диорит-порфирита, находящаяся вне зоны воздействия гидротермальных изменений и подвергшаяся лишь предрудным пропилитовым изменениям. Мощность дайки 3,3-3,5м, азимут простирания 35°, с падением на северо-запад под углом 70°. Контакты резкие и прямолинейные. Мощность зоны закалки 0,15-0,25м.

Макроскопически - это мелкозернистые породы темно-зеленого цвета с порфирированными вкраплениями, содержание которых составляет 28-30%. Представлены они преимущественно плагиоклазом основного состава с содержанием Al_{25-45} биотитом, зеленой роговой обманкой, реже - кварцем и калишпатом (единичные кристаллы). Структура основной массы мелкозернистая, панидиоморфнозернистая. Акцессории представлены магнетитом, апатитом, сфеном, цирконом. (Мертчан и др., 1963).

Петрографическое описание пропилитизированного диорит-порфирита Структуру породы можно охарактеризовать как blastoporphyratic (вкрапления плагиоклаза и кварца) в комбинации с порфиробластовой (псевдоморфозы хлорит-карбоната, хлорита и эпидота); структура основной массы мелкозернистая, панидиоморфнозернистая и микропойкилобластовая.

Плагиоклаз вкрапленников теряет свою прозрачность и характеризуется мутным обликом; вместе с тем, он сохраняет призматический габитус, а также полисинтетическое двойникование, благодаря чему методом максимального симметричного угасания состав его определяется как Al_{30-40} ; Часть фенокристаллов плагиоклаза (около 40-45%) замещается эпидотом; развитие эпидота начинается по границе фенокристаллов плагиоклаза с основной массой, с разрастанием кристаллов эпидота внутрь вкрапленника; чаще всего рост кристаллов коррелируется двойниковой плоскостью плагиоклаза. Порфиробласты эпидота при том, что имеют идиоморфный облик короткопризматических кристаллов, выполнены несколькими зернами. Полное замещение плагиоклаза эпидотом наблюдается в редких случаях; плагиоклаз по периферии эпидота сохраняет основной состав.

Кварц встречается в виде неправильных округлых зерен, нередко проплавленных основной массой, как и в исходной породе. Вместе с тем, по периферии зерен отмечаются явления собира-

тельной перекристаллизации кварца; эти участки оторочены каймой мелких пластинок хлорита.

В наименее измененных участках породы удается проследить замещение первичной зеленой роговой обманки агрегатом мелких призм относительно желтоватой роговой обманки, с тонкозернистым агрегатом карбоната, тяготеющим к центральной части кристалла. При последующем замещении роговой обманки тонковолокнистым хлоритом образуются псевдоморфозы длиннопризматического габитуса, в которых кальцит частично оттесняется на периферию кристалла; для хлорита, образовавшегося по роговой обманке, характерна россыпь мелких зерен сфена и полуразложенного магнетита.

Псевдоморфозы пластинчатого облика, выполненные волокнистым хлоритом с гидроокислами железа, концентрирующимися по трещинкам спайности, с призматическими зернами рутила, образовались по биотиту. В менее измененных участках породы встречаются пластинки хлорита с сохранившейся в центральной части желтоватой, слабо плеохроирующей слюдой с интерференционной окраской первого порядка и прямым угасанием.

Структура основной массы мелкозернистая, панидиоморфнозернистая в комбинации с микропойкилобластовой, что обусловлено развитием относительно крупных ксенобластов с основной массой калишпата с мелкими призматическими вростками альбита.

От исходной породы во вкрапленниках сохранились кварц, калиевый полевой шпат и, частично, плагиоклаз. Новообразованная ассоциация минералов представлена $Xл+Эп+Аб+Кпш+Мг(Гем)+Ка$ (рутил, сфен) и является типоморфной для эпидот-хлоритовой фации пропилитов. Главный минерал этой ассоциации хлорит, который образуется в результате последовательных реакций замещения, причем скорость замещения темноцветных минералов хлоритом намного больше скорости замещения плагиоклаза эпидотом.

Химический состав пропилитизированного диорит-порфирита

Таблица 1

№№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	H ₂ O	Na ₂ O	K ₂ O	n.n.n.	Σ
8233	61,33	0,66	16,55	2,58	1,48	0,075	4,34	3,08	0,23	0,09	3,98	3,40	2,67	100,46
8336	63,46	0,57	16,29	3,16	1,83	0,06	4,22	2,02	0,41	0,14	3,90	3,20	3,10	100,69
001	62,52	0,18	17,16	2,52	1,83	0,06	3,08	2,77	0,30	0,11	3,20	3,14	3,14	100,17

Примечание №8233, 8336 - из коллекции Р.Н. Таяна, № 001 - из коллекции М.А. Арутюнян, аналитики З.Ш. Гаспарян, М.С. Барсегова, ЦОАЛ ИГН АН.

Минеральный состав. Состав минералов пропилитовой ассоциации исследовался на электронном микроанализаторе САМЕВАХ в Департаменте морской геологии IFREMER (Брест, Франция). Представительные составы породообразующих минералов, как новообразованных (хлорит,

эпидот, полевые шпаты, кальцит), так и сохранившихся от первичной породы - калишпат, магнетит, приведены в табл. 2.

Хлорит является главным породообразующим минералом при процессах пропилитизации. Наблюдается в виде волокнистых и тон-

коволокнистых, иногда скрытокристаллических агрегатных разностей, с плеохроизмом от светло-желтого до зеленого и синевато-зеленого цвета; представлен оптически положительной моноклинной разностью с аномально коричневыми, иногда желтовато-темносерыми интерференционными цветами, что, по И. Костову (1971), соответствует железо-магнезиальным хлоритам.

Как известно, состав хлоритов в метасоматических образованиях варьирует в довольно широких пределах, что в значительной мере относится к содержаниям железа, магния и алюминия. Для хлоритов прерудной пропилитизации, согласно В.Л. Русинову (1989), вариации в составе минерала носят ограниченный характер; колебания содержания глинозема наблюдаются в довольно ограниченных пределах – от 15 до 20 мас.%; железистость варьирует в больших пределах, в зависимости от состава замещаемых пород, а также условий метасоматического процесса, обуславливающих различную подвижность железа и магния. В целом, для пропилитов характерны железо-магнезиальные хлориты. Исследования, проведенные Л.П. Плюсниной (1983) по пропилитам эпидот-актинолитовой и эпидот-хлоритовой фаций в гидротермально-метаморфизованных базитах, и И.П. Ивановым (1989) – в гранитоидах рудных полей Узбекистана, показали, что колебания железистости в хлоритах происходят в пределах 30-50 мол. %.

Содержание Al_2O_3 в хлоритах изученного пропилитизированного диорит-порфирифта колеблется в пределах от 15,52 до 19,02 мас.%; количество железа на формульную единицу колеблется в пределах – 2,29-3,50, что, согласно М.Н. Ней (1954), соответствует железо-магнезиальным хлоритам. На дискриминантной диаграмме, в координатах $SFe/SFe+Mg$ – кол. ионов Si^{4+} на форм.ед (Ней, 1954), хлориты располагаются в поле пикнохлоритов (рис.1). Фигуративные точки хлоритов 78 и 83 ложатся на границу пикнохлоритов с диабантитом, отличаясь относительно высоким содержанием Si^{IV} (6,27-6,29 на ф.ед.). Общее содержание Al в этих хлоритах составляет 3,641 – 3,842 на ф.ед.; Al^{VI} – 2,094-1,916 на ф.ед.

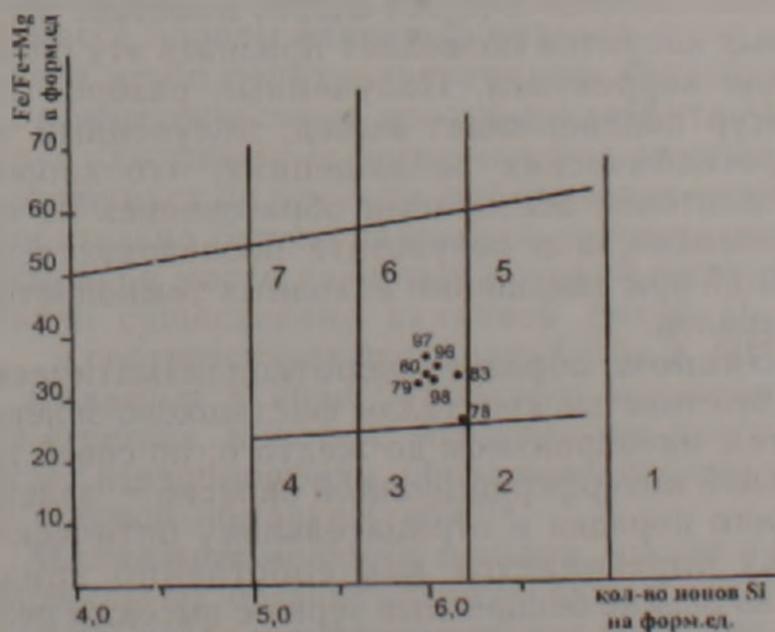


Рис.1. Составы хлоритов из пропилитизированного диорит-порфирифта на классификационной диаграмме М.Н. Ней (1954). Поля составов: 1 – талько-хлорит, 2 – пеннин, 3 – клинохлор, 4 – шериданит, 5 – диабантит, 6 – пикнохлорит, 7 – рипидолит.

На треугольной диаграмме $SFe-Al-Mg$, в пределах поля хлоритов, выделенного В.Л. Русиновым (1989) для пропилитовых ассоциаций, исследованные хлориты локализуются в его магнезиальной части (рис.2).

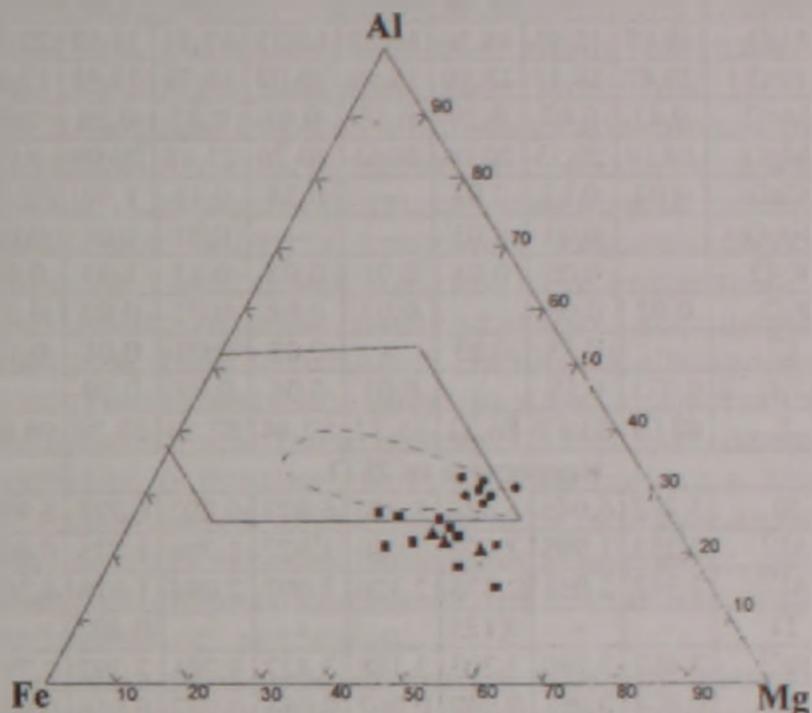


Рис.2. Тройная диаграмма Al – Fe – Mg состава хлоритов. Пунктиром очерчены границы поля хлоритов пропилитовой ассоциации (Русинов, 1989).
Условные обозначения: ● – хлориты;
■ – кварцсодержащие диорит-порфирифы;
▲ – пропилитизированные диорит-порфирифы.

Железистость хлоритов колеблется в пределах 0,27-0,36 (табл.2). Корреляция с железистостью замещаемых пород (f – 40-50 мол.%) и замещаемых минералов (f биотита исходной породы – 48-50 мол.%, f роговой обманки – 36-40 мол.%) не наблюдается (Мкртчян и др., 1963).

Отношение Al^{IV}/Al^{VI} в хлоритах находится в пределах 0,812-0,969. Распределение Al по четверной и шестерной структурным позициям в хлоритах отражено на рис.3, где при почти симметричном распределении алюминия относительно прямой коэффициента распределения отмечается слабо выраженная тенденция к обогащению октаэдрическим алюминием. Преобладание октаэдрического алюминия над тетраэдрическим во всех хлоритах характеризует слабокислую среду минералообразования. В ряду хлоритов, расположенных в порядке возрастания кремнезема (табл.2), по мере уменьшения отношения Si/Al^{IV} в тетраэдре от 3,68 до 2,58, наблюдается уменьшение железистости от 0,36 до 0,27 и суммы двухвалентных сильных оснований в октаэдре от 11,946 до 11,676. Содержание $Ca+Na+K$ находится в пределах 0,005-0,075 на ф.ед., за исключением хлоритов образцов 78 и 83 – 0,280-0,766. По Cruz and Novak (2003), повышенные величины $Ca+Na+K$ в хлоритах образцов 78 и 83, наряду с повышенными отношениями Si/Al – 3,64-3,68 против 2,58-3,01 в остальных, указывают на возможность нахождения в структуре этих хлоритов гидробиотитовой смешаннослойной примеси.

Химический состав минералов пропилитовой ассоциации

Оксиды	Хлорит							Эпидот			Калишпат		Альбит		Минетит		Кальцит
	97	79	80	98	96	83	78	86	87	95	81	105	82	88	93	94	99
SiO ₂	28,18	28,24	28,76	28,89	29,20	30,84	31,49	37,50	37,40	37,39	66,16	64,26	67,55	68,10	0,16	0,09	0,206
TiO ₂	—	—	0,14	0,01	—	0,06	2,69	—	0,07	—	0,03	0,50	0,02	—	0,53	0,06	—
Al ₂ O ₃	19,02	15,91	18,36	18,28	16,77	15,84	15,52	22,34	21,96	20,12	18,87	17,02	19,43	18,59	—	0,03	—
FeO	20,47	18,33	18,59	18,59	20,07	18,78	13,81	13,49	13,59	15,41	0,25	0,12	0,09	0,12	89,58	91,79	0,156
MnO	0,42	0,47	0,29	0,38	0,48	0,22	0,26	0,41	0,22	0,62	0,07	—	—	0,07	0,01	0,13	0,075
MgO	19,80	20,33	20,06	20,65	20,26	21,18	20,99	0,02	—	—	—	—	0,01	0,01	0,03	0,01	0,350
CaO	0,04	0,12	0,01	—	0,38	0,11	1,91	22,78	22,81	23,01	0,20	—	0,47	0,28	0,13	0,13	56,674
Na ₂ O	—	0,03	0,03	—	—	0,03	0,08	0,01	0,02	0,02	7,83	0,40	11,06	11,03	0,01	0,06	—
K ₂ O	—	0,05	0,03	0,01	0,02	0,12	1,33	0,01	—	—	5,87	16,54	0,13	0,12	—	0,07	—
P ₂ O ₅	0,02	0,06	—	0,03	0,08	0,07	0,02	0,03	—	0,04	0,02	—	0,05	0,05	0,03	0,02	0,023
Cl	—	0,15	0,03	—	0,02	0,02	0,01	0,12	0,09	—	—	0,019	0,015	—	—	0,27	—
Cr ₂ O ₃	0,073	0,18	—	0,03	0,06	0,03	0,09	—	—	0,05	0,083	—	—	—	0,04	—	0,074
Σ	88,01	83,87	86,32	86,37	87,44	87,30	88,20	96,60	96,00	96,65	99,40	99,22	98,82	98,36	90,53	92,68	—
в пересчете на 28 O								на 24 O			на 32 O		на 32 O				
Si	5,767	6,045	5,924	5,920	6,073	6,292	6,275	5,995	6,044	6,051	11,938	12,117	11,962	12,111			
Al ^{IV}	2,223	1,995	2,076	2,080	1,927	1,708	1,725	0,005	—	—	4,012	3,786	4,044	3,889			
Al ^{VI}	2,342	2,058	2,376	2,326	2,097	2,094	1,916	4,203	4,171	3,833	—	—	—	0,011			
Ti	—	—	0,125	—	—	—	0,407	—	—	—	—	0,068	—	—			
Fe ⁺²	3,492	3,280	3,203	3,188	3,427	3,201	2,292	1,797	1,843	2,082	0,030	0,020	0,011	0,021			
Mn	0,074	0,091	0,049	0,062	0,085	0,037	0,018	0,048	0,029	0,077	—	—	—	0,009			
Mg	6,058	6,482	6,171	6,312	6,244	6,439	6,240	0,002	—	—	—	—	—	—			
Ca	—	0,039	—	—	0,073	0,025	0,407	3,776	3,812	3,989	0,030	—	0,085	0,053			
Na	—	—	0,005	—	—	0,005	0,024	0,001	0,002	0,002	2,732	0,136	3,789	3,731			
K	—	0,006	0,005	0,002	0,002	0,25	0,335	0,001	—	—	1,345	3,990	0,043	0,021			
f	0,35	0,34	0,34	0,34	0,35	0,33	0,27	0,30	0,34	0,30							
Al	32,45	29,10	32,20	31,70	29,40	28,30	29,90	42,9	42,5	39,2							
Fe	24,77	23,80	23,20	23,00	25,00	23,89	18,90	18,4	18,5	20,6							
Mg	42,82	47,10	44,60	45,30	45,60	47,91	51,20										
Ca								38,7	39,0	40,2							
Ca+Na+K	0,008	0,045	0,012	0,002	0,075	0,280	0,766										
t в °C	281	250	263	264	248	223	220										

Примечание: железистость эпидота выражена в Fe/Fe+Al

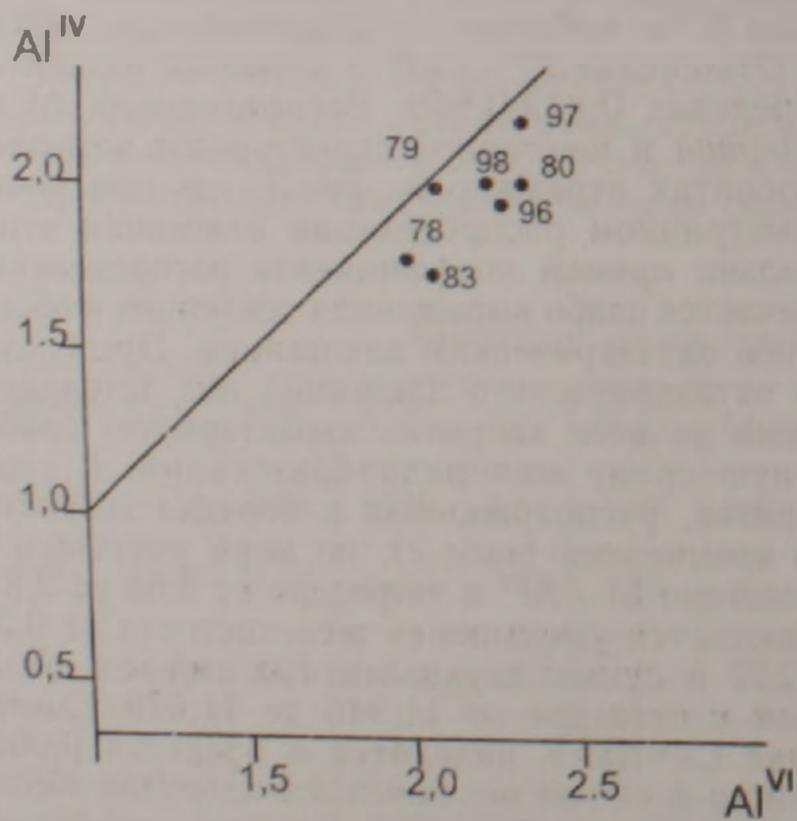


Рис. 3. Распределение Al по структурным позициям в хлоритах.

Температурные условия формирования хлоритов оценивались на основе разработанного

Cathelineau M. and Nieva D. (1985) геотермометра $t^{\circ} = 106Al^{IV} + 18$, с корректировкой на отношение $0,7Fe/Fe+Mg$. В результате пересчета получен интервал температур 220-280°C (табл.2). С температурой 200°C связано образование смешаннослойных политипных минералов – гидрослюд, хлорит-монтмориллонита и т.д. (Иванов, 1989). Незначительное содержание смешаннослойных минералов Ca+Na+K (0,001-0,028) в составе исследуемых хлоритов позволяет признать эту оценку вполне корректной. Полученный разброс температур подтверждает вывод, полученный при микроскопических наблюдениях, что хлориты пропилитовой ассоциации образовались не одновременно, а в результате последовательных реакций при замещении исходных темноцветных минералов.

Эпидот образует короткопризматические или шестоватые кристаллы фиштовато-зеленого цвета с плеохроизмом до желтого; по своей аномальной интерференционной окраске – зеленый второго порядка и отрицательному оптическому знаку определяется как собственно эпидот. Очень редкие бесцветные зерна с высоким рельефом, хорошо выраженной спайностью и аномальным двупреломлением – желтый второго порядка, скорее всего, представлены клиноцоизитом.

Характерным параметром для эпидота является его железистость, выраженная через отношение $Fe/Fe+Al$ в мол.%. Железистость эпидота находится в пределах 30-34 мол.% (табл. 2, №№ 86, 87, 95). Содержание пистацитового минала составляет 18,5-20,6 мол.%.

Полученный И. Н. Говоровым (1977) температурный интервал устойчивости эпидота, при пониженной активности кальция, ограничивается температурами 370-390°C; с повышением активности кальция поле эпидота распространяется до температуры 320°C. По данным Strens (1965), граница устойчивости минералов группы эпидота, с содержанием железистой молекулы менее 27%, укладывается в интервал 280-320°C. Эпидоты исследуемой пропилитовой минеральной ассоциации характеризуются низким содержанием пистацитовой молекулы (до 20%), и определенная по железистости минерала температура их образования вполне соответствует температурам, полученным для хлоритов.

Железистость эпидота (30-34 мол.%) коррелируется с железистостью хлоритов (0,27-0,36 мол.%), что говорит о равновесности химических замещений.

Плагиоклаз наблюдается в виде мутных призматических кристаллов, которые в пределах одного и того же шлифа либо замещены эпидотом (в единичных случаях образуя полные псевдоморфозы замещения), либо остаются мутными незамещенными; некоторые из них содержат пластинки мусковита, концентрирующиеся в центральной части кристалла. Плагиоклаз основной массы более прозрачный, нередко представлен идиобластами, включенными в зерна калиевого полевого шпата; максимальный угол симметричного погасания менее 10° , показатель преломления близок к показателю бальзама (1,53), что соответствует альбиту $An_{0,8}$. По данным микронзондового анализа, содержание анортитовой молекулы колеблется в пределах 2-3,8% (табл. 2, №№ 82, 38).

Калиевый полевой шпат во вкрапленниках сохраняет идиоморфный габитус, но приобретает мутно-бурую окраску. Представлен анортитом $Or_{32,5} - Ab_{67,5}$ (табл. 2, № 81). В основной массе породы калиевый полевой шпат представлен слабо пелитизированными ксенобластами с призматическими вростками альбита. Часто вокруг пластинчатых псевдоморфоз хлорита, образовавшихся по биотиту, наблюдается оторочка относительно бурого калиевого полевого шпата. В основной массе калиевый полевой шпат представлен существенно калиевой фазой $Or_{35} - Ab_{65}$ и соответствует ортоклазу (табл. 2, № 103).

Кальцит в виде буроватого мелкозернистого агрегата, вместе с волокнистым хлоритом, слагает псевдоморфозы, образовавшиеся по зеленой роговой обманке (табл. 2).

Магнетит мелкими зернами, иногда в виде неправильных прямоугольничков, встречается в основной массе и сопровождается потеками гидроксидов железа (табл. 2).

Обсуждение результатов

Минеральный парагенезис пропилитов представлен $Xл+Эп+Аб+Кпш+Мг(Гем)+Ка$ (рутил, сфен). Главными реакциями, характеризующими пропилитизацию, являются: замещения биотита хлоритом, роговой обманки – хлоритом+кальцитом, основного плагиоклаза – эпидотом. Исходные минералы породы в процессе изменения разлагаются не конгруэнтно и с различной скоростью. Скорость реакции замещения роговой обманки и биотита хлоритом намного больше скорости замещения плагиоклаза эпидотом.

Индикаторные минеральные ассоциации (Говоров, 1977) $Эп+Аб$ и $Эп+Хл-Ка$ позволяют ориентировочно оценить режим кислотности-щелочности, соответственно в 3,5-5,5 рН, однако, учитывая основные реакции замещения в породе, равно как и характер распределения алюминия по структурным позициям в хлоритах, среда минералообразования скорее соответствует слабокислым условиям.

Нижний температурный предел пропилитовой ассоциации по хлоритовому геотермометру приходится на 220°C; низкое содержание железистого минала в эпидоте указывает на температуру образования эпидота в 280-320°C. Судя по этим данным, реакции пропилитового минералообразования происходили в довольно узком температурном интервале, оцениваемом в 220-320°C.

Главный минерал пропилитового парагенезиса – хлорит (пикнохлорит), неоднородность состава которого отражается, главным образом, колебаниями содержания глинозема при варьирующей железистости. Разброс параметров хлорита, очевидно, можно объяснить интенсивностью метасоматического замещения, для которого при высокой активности воды определяющими являются температурный фактор и режим кислотности-щелочности, незначительные изменения которых обуславливают различия в подвижности магния и железа.

Выявленные закономерности изменения минерального состава исходного диорит-порфирита отражают, прежде всего, характер диффузионного замещения породы при пропилитизации. Вместе с тем, количественные соотношения новообразующихся минералов, особенности характера их развития и химического состава позволяют предположить, что отмеченные реакции замещения фиксируют начальную стадию метасоматической колонки эпидот-хлоритовой фации пропилитов.

Автор глубоко признателен академику Р. Т. Джрбашяну и профессору Департамента Морской Геологии IFREMER Роджеру Экиняну за содействие в деле проведения микронзондовых анализов, сотрудникам лаборатории вулканологии ИГН НАН РА А. Х. Мнацаканян и Ж. С. Вартазарян за обсуждение вопросов, касающихся минералогии и химического состава минералов. Автор выражает глубокую благодарность ст. н. сотруднику лаб. полезных ископаемых Р. Н. Таяну за предоставление необходимых материалов.

ЛИТЕРАТУРА

- Говоров И.Н. Термодинамика ионно-минеральных равновесий и минералогения гидротермальных месторождений. М: Наука, 1977, 237с.
- Иванов И.П. Термодинамическое исследование минеральных парагенезисов гидротермально-измененных гранитоидов и пропилитов. В кн: Физико-химический анализ процессов минералообразования. М.: Наука, 1989, с.132-143.
- Карамян К.А. Дорудные и околорудно-измененные породы медно-молибденовых месторождений Зангезурского рудного района. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1973, т. XXVI, N 5, с. 25-39.
- Карамян К.А., Таян Р.Н., Арутюнян М.А., Аревшатыан Т.А., Саркисян С.П., Авакян А.А., Маданян О.Г. Постмагматические образования Зангезурского рудного района. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1987, 199с.

- Костов И. Минералогия. М: Мир, 1971, 320с.
- Мкртчян С.С., Карамян К.А., Аревшатыан Т.А. Каджаранское медно-молибденовое месторождение. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1963, 300с.
- Плюснина Л.П. Экспериментальные исследования метаморфизма базитов. М: Наука, 1983, 157с.
- Русинов В.Л. Метасоматические процессы в вулканических толщах. М: Наука, 1989, 214с.
- Cathelineau M. and Nieva. D. A chlorite solid solution geothermometer: The Los Azufres (Mexico) geothermalk system. Contr. Mineralogy, Petrology, 1985, v.91, p.235-244
- Cruiz, M.D.R., Novak J.K. Metamorphic chlorite and „vermiculitic” phases in mafic dikes from the Maláguide Complex (Betic Cordillera, Spain). Eur. J. Miner., 2003, v 15, p.67-30
- Hey M. H. A new review of the chlorites. Mineral Mag. 1954, 34, N3, p.441-464.
- Strens R.C.J. Stability and relations of the Al-Fe epidotes. Miner. Magazine, 1965, 35, N 271, p.454-475.

Рецензент А.Х. Мнацаканян

ՄՆՉՀԱՆՔԱՅԻՆ ՊՐՈՊԻԼԻՏԻԶԱՅԻԱՅԻ ԲՆՈՒՅԹԸ ՔԱՉԱՐԱՆԻ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ԴԱՇՏԻ ԴԻՈՐԻՏ-ՊՈՐՓԻՐԻՏՆԵՐՈՒՄ

Մ.Ա. Հարությունյան

Ա մ փ ո փ ու մ

Հիդրոթերմալ համակարգի ձևավորմանը, որի հետ կապված են պղինձ-մոլիբդենի ու ոսկու հանքակուտակումները, նախորդում են մինչհանքային պրոպիլիտիզացիան և երկրորդական քվարցիտների առաջացումը: Հոդվածում քննարկվում են դիորիտ-պորֆիրիտներով առաջացած պրոպիլիտների միներալային կազմը, միներալների հարսւթերությունները ու քիմիական կազմի հատկությունները: Դա հնարավորություն է տալիս գնահատել զուգորդման առաջացման պայմանները՝ ջերմաստիճանը՝ 220-320°C, թթվայնության ուժիւնը՝ թույլ թթվային: Որպես գլխավոր գործոն միներալագոյացման մեջ առաւծնացվում է H₂O:

THE CHARACTER OF PREORE PROPYLITIZATION OCCURRENCE IN DIORITE-PORPHYRITES OF THE KAJARAN ORE FIELD

M.A. Harutyunian

Abstract

The article considers peculiarities of chemical composition of minerals of epidote-chlorite facies of pre-ore propylites formed during diffusive replacement of diorite-porphyrines. A temperature interval of mineral formation by epidote-chlorite geo-thermometer varies 220-320°C. The alkaline-acid regime by indicator mineral associations is 3.5-5.5.pH. The character of evolution of minerals of propylite paragenesis proves that during metasomatic replacement decisive are high activity of water, a temperature factor and the acid-alkaline regime.