

УДК: 552.321 : 551.763(479.25)

Р. Л. МЕЛКОНЯН, Р. А. ХОРЕНЯН, З. О. ЧИБУХЧЯН

К ВОПРОСУ О ТЕРМОБАРИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ТОНАЛИТОВОЙ ФОРМАЦИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Рассмотрены термобарические условия формирования раннемеловых интрузивных массивов (Кохб-Шнохского, Гехаротского, Анкаванского, Такарлинского, Миракского) тоналитовой формации Малого Кавказа на основании особенностей распределения петрогенных элементов в сосуществующих минералах (биотит, роговая обманка)

Согласно данным фазового соответствия биотитов и роговых обманок становление изученных пород происходило при температурах 700—800°C и давлениях порядка до 3 кбар. Полученные значения отражают нижний температурный предел установившихся минеральных равновесий, в то время как температуры наиболее близкие к таковым для ликвидуса, по данным гомогенизации расплавных включений, доходят до 930°C.

Выяснение термобарических условий становления гранитоидных пород имеет важное значение при разработке конкретных петрогенетических моделей их формирования. С этой целью, наряду с другими методами, широко используются особенности распределения некоторых петрогенных элементов в сосуществующих цветных минералах и прежде всего в биотитах и роговых обманках. Несколько более приближенные сведения могут быть получены при использовании полевошпатового геотермометра Барта-Рябчикова и структурного состояния плагиоклазов и калинатровых полевых шпатов.

В настоящей статье рассмотрены особенности распределения петрогенных элементов в сосуществующих минералах, которые использованы для оценки P-T-условий формирования широко развитых в пределах Малого Кавказа интрузивов тоналитовой формации [3, 5].

Становление интрузивов тоналитовой формации связано с киммерийским тектоно-магматическим этапом развития Малого Кавказа и в этой связи они наиболее широко представлены в пределах Сомхето-Карабахской зоны—Кохбский, Цахкашатский, Дашкесанский, Кедабекский, Мехманинский, Кабахтапинский, Джагирский и др. массивы. Возраст указанных интрузивов на основании геологических и радиологических данных определяется как раннемеловой [2, 5]. Интрузивы тоналитовой формации размещены и в Цахкунк-Зангезурской зоне—Гехаротский, Анкаванский, Такарлинский, Миракский, Агверанский массивы. Возрастное положение Гехаротского интрузива как геологическими, так и радиологическими данными достаточно однозначно определяется как раннемеловое [2, 5, 14], в то время как принимаемый почти всеми исследователями раннемеловой возраст остальных интрузивов основывается главным образом на результатах их K-Ar датировки [3].

Интрузивы тоналитовой формации Цахкунк-Зангезурской зоны представлены, как правило, линейно вытянутыми массивами, приуроченными к зоне Анкаванского глубинного разлома; реже встречаются

штокообразные тела, внедренные в ядра антиклинальных структур. Они обычно характеризуются полифазным, полифациальным сложением. Первая фаза сложена биотит-роговообманковыми тоналитами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами, которые на ряде участков постепенно сменяются кварцевыми монцодиоритами, граносиенитами, габбродиоритами и т. д. Вторая фаза—лейкократовые граниты, реже лейкократовые тоналиты и кварцевые диориты, слагают, как правило, небольшие штокообразные тела. Жильно-магматические образования, генетически связанные с указанными интрузивами, представлены жильными гранитами, аплитами, пегматитами.

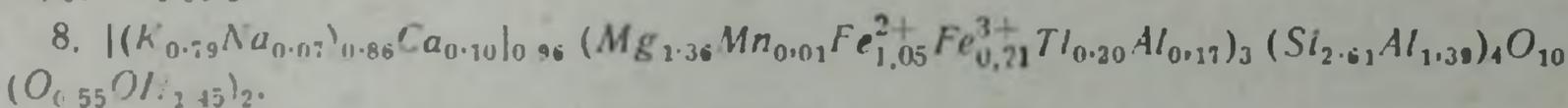
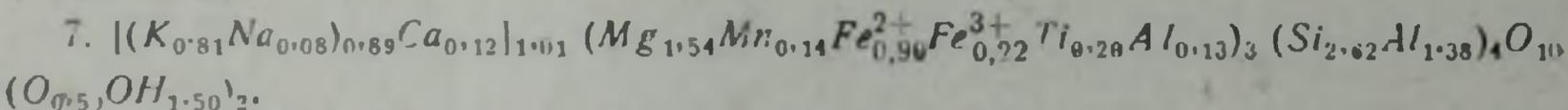
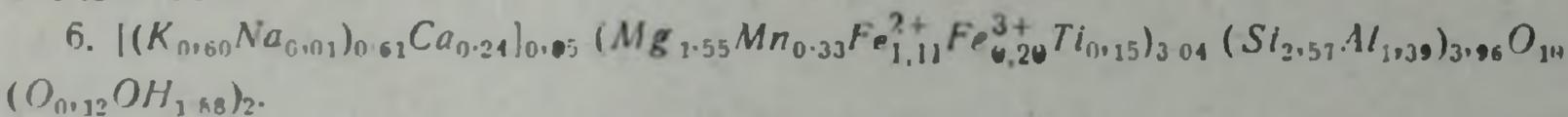
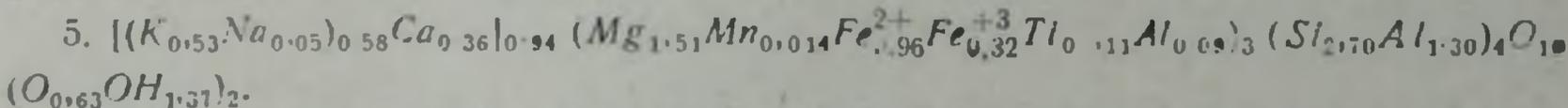
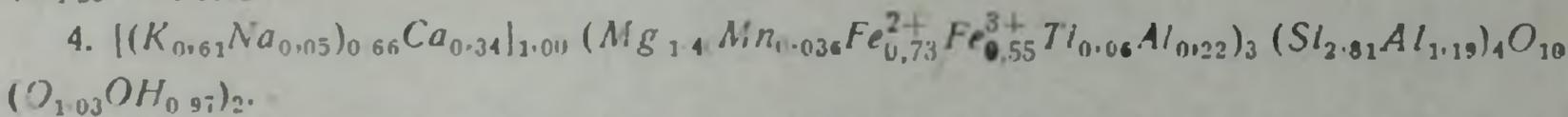
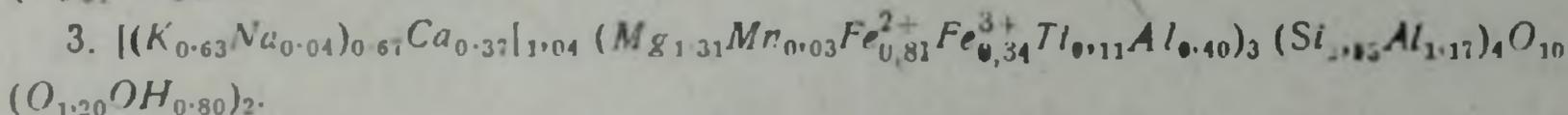
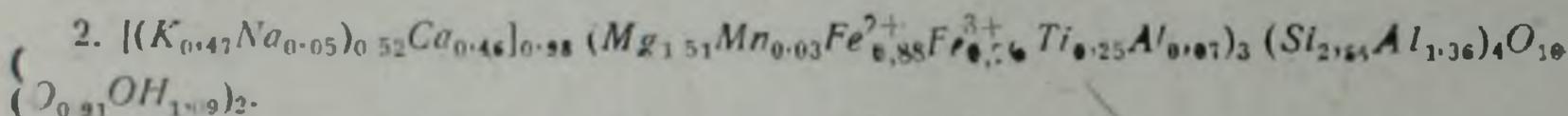
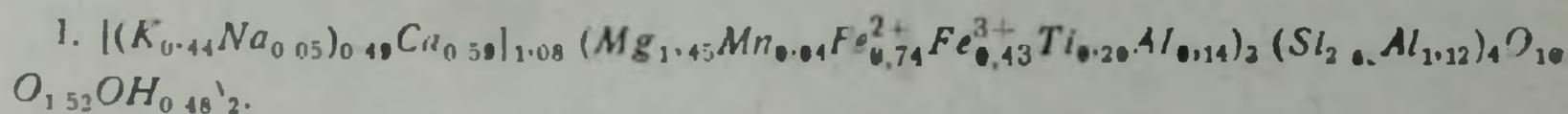
Интрузивы тоналитовой формации Сомхето-Карабахской зоны размещены обычно в ядрах или крыльях антиклинальных, реже—синклинальных структур и представлены, как правило, полифазными, полифациальными массивами. Первая фаза большинства интрузивов сложена в основном биотит-роговообманковыми тоналитами, кварцевыми диоритами, редко гранодиоритами. В некоторых массивах—Дашкесанском, Кедабекском, Чанакчайском, первая фаза представлена габброидами. В эндоконтактных частях массивов встречаются как более основные разновидности—пироксен-роговообманковые кварцевые диориты, диориты, габбро-диориты, появление которых обусловлено процессами гибридизма, так и более кислые разновидности—биотит-роговообманковые гранодиориты, крайне редко—граниты, связанные с процессами эманационной дифференциации. Вторая фаза сложена лейкократовыми гранитами, которые слагают мелкие штокообразные тела, приуроченные к эндоконтактным частям массивов. Жильно-магматические образования представлены дайками аплитов, пегматитов, жильных гранитов, плагиогранитов.

Резко преобладающая часть интрузивов тоналитовой формации (>90%) сложена тоналитами и кварцевыми диоритами. Минеральный состав указанных пород представлен плагиоклазом, кварцем, роговой обманкой, биотитом, реже—каликатровым полевым шпатом. Исходя из целей настоящей статьи более подробно остановимся на характеристике цветных минералов из пород главной фации Кохбского, Гехаротского, Анкаванского, Такарлинского и Миракского массивов.

Биотит наиболее широко развит в тоналитах и кварцевых диоритах главной фации (до 10%), в несколько меньших количествах (до 6%) он присутствует в эндоконтактных разностях кислого состава—гранодиоритах, граносиенитах, гранитах. В жильных гранитах и лейкократовых гранитах II фазы его содержание еще более уменьшается и составляет соответственно 3,5 и 1,5%. В породах различных фаз и фаций встречается в виде чешуек неправильной формы, как правило, темно-коричневого, либо коричнево-зеленого цвета. В породах главной фации характеризуется плеохроизмом от темно-коричневого по *Ng* до светло-коричневого и светло-желтого цветов по *Np*. В общей последовательности кристаллизации минералов пород главной фации выделяется в стадию главной кристаллизации вместе с плагиоклазом (№ 37—25), кварцем, роговой обманкой и позднеммагматическую стадию совместно с кварцем, ортоклазом и акцессориями [10, 14]. При этом, наряду с

Химические составы и кристаллохимические формулы биотитов

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	Место взятия
SiO ₂	37,12	34,15	36,76	37,60	35,36	35,02	34,40	34,20	1 — Анкаванский массив
TiO ₂	3,52	4,37	1,95	1,10	1,80	2,80	3,52	3,40	
Al ₂ O ₃	13,84	15,73	17,28	16,04	15,50	16,06	16,76	17,26	2 — Миракский массив
Fe ₂ O ₃	7,36	4,41	5,83	9,76	5,57	3,60	3,94	3,56	
FeO	11,49	13,63	12,63	11,80	15,17	18,20	14,12	16,48	3, 4 — Такарлинский массив
MnO	0,62	0,40	0,42	0,56	0,22	0,47	0,20	0,13	
MgO	12,60	13,14	11,42	12,54	13,32	14,13	13,59	11,95	5, 6 — Гехаротский массив
CaO	7,14	5,53	4,50	4,30	4,44	3,04	1,50	1,20	
Na ₂ O	0,33	0,30	0,28	0,36	0,50	0,05	0,53	0,49	7, 8 — Кохбский массив
K ₂ O	4,40	4,80	6,40	6,40	5,50	6,40	8,34	8,10	
H ₂ O	0,06	0,16	—	—	3,10	0,15	0,25	0,15	
P ₂ O ₅	0,55	0,23	—	—	0,32	—	—	—	
П. п. п.	1,44	2,97	1,80	0,16	—	0,75	2,32	2,60	
Сумма	100,47	99,82	99,27	100,67	100,60	100,17	99,38	99,52	



самостоятельными выделениями, биотит нередко замещает роговую обманку, замещаясь в свою очередь хлоритом.

Составы и кристаллохимические формулы биотитов из пород главной фации рассматриваемых интрузивов приведены в табл. 1. По содержанию конечных членов серии минералов группы биотита-флогопита они попадают в поле собственно биотита ($Mg : Fe = 1,30 \div 1,96$), с повышенной магнетизальностью большинства из них и характеризуются, как правило, высокой титанистостью, возрастающей с уменьшением глиноземистости.

Роговая обманка широко развита в породах 1 фазы. При этом, если ее содержание в породах главной фации составляет 8—10%, то в эндоконтактовых разностях, в частности, в пироксен-роговообманковых кварцевых диоритах, оно увеличивается до 17%. В жильных гранитах, аплитах, пегматитах ее содержание резко уменьшается (~1%),

а в лейкократовых гранитах II фазы роговая обманка, как правило, полностью отсутствует.

В породах главной фации нередко встречается в виде идиоморфных призматических кристаллов величиной до 2,5 мм, часто сдвойникованных. Цвет—зеленый разных оттенков. Плеохроизм интенсивный, по *Ng*—буровато-зеленый, по *Nm*—зеленовато-желтый, зеленоватый, по *Np*—светло-зеленый. Выделение роговой обманки происходит в стадию главной кристаллизации совместно с плагиоклазом (№ 34—26), кварцем, частью биотита. В эндоконтактовых пироксен-роговообманковых кварцевых диоритах замещает диопсид и в свою очередь нередко замещается биотитом и хлоритом.

По особенностям химизма (табл. 2) относится к типичным кальциевым роговым обманкам (содержание катиона кальция в формульных единицах варьирует от 1,69 до 2,24), с наиболее распространенными

Таблица 2

Химические составы и кристаллохимические формулы роговых обманок

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	Место взятия
<i>SiO₂</i>	44,09	44,95	47,08	45,32	47,34	44,48	44,28	45,58	1 — Анкаванский массив
<i>TiO₂</i>	0,37	1,84	0,75	0,76	0,72	1,94	1,40	1,75	
<i>Al₂O₃</i>	10,05	8,53	12,23	11,64	8,18	0,71	9,12	10,15	2 — Миракский массив
<i>Fe₂O₃</i>	7,00	8,38	3,27	6,0	4,68	3,48	2,84	3,10	
<i>FeO</i>	10,23	7,66	10,04	8,20	10,01	12,00	10,78	12,06	3, 4 — Такарлинский массив
<i>MnO</i>	0,36	0,63	0,30	0,32	0,25	0,76	0,52	0,40	
<i>MgO</i>	13,25	13,27	9,32	10,66	13,32	13,65	13,67	12,55	5, 6 — Гехаротский массив
<i>CaO</i>	11,38	10,78	14,00	12,30	13,64	11,39	12,80	11,24	
<i>Na₂O</i>	1,08	0,90	1,20	1,50	0,85	1,20	1,16	1,38	7, 8 — Кохбский массив
<i>K₂O</i>	0,39	0,65	0,90	0,90	0,50	0,15	0,85	0,70	
<i>H₂O+</i>	0,07	—	—	—	1,08	—	1,80	1,95	
<i>P₂O₅</i>	0,28	0,52	—	1,15	—	—	—	—	
П. п. п.	1,54	0,90	0,78	1,24	—	—	—	—	
Сумма	100,09	99,11	99,87	100,03	100,61	100,66	99,22	100,86	

1. $(Ca_{1,76}Na_{0,30}K_{0,07})_{2,13}(Mg_{2,85}Mn_{0,04}Fe_{1,23}^{2+}Fe_{0,76}^{3+}Ti_{0,04}Al_{0,08})_5(Al_{1,63}Si_{6,37})_8(O_{22,18}OH_{1,82})_{24}$
2. $(Ca_{1,69}Na_{0,26}K_{0,12})_{2,07}(Mg_{2,87}Mn_{0,08}Fe_{0,93}^{2+}Fe_{0,93}^{3+}Ti_{0,20})_{5,01}(Al_{1,45}Si_{6,54})_{7,9}(O_{21,62}OH_{2,38})_{24}$
3. $(Ca_{2,24}Na_{0,31}K_{0,18})_{3,76}(Mg_{2,07}Mn_{0,03}Fe_{1,25}^{2+}Fe_{0,37}^{3+}Ti_{0,09}Al_{1,15})_5(Al_{0,99}Si_{7,02})_8(O_{23,75}OH_{0,25})_{24}$
4. $(Ca_{1,56}Na_{0,43}K_{0,18})_{2,57}(Mg_{2,36}Mn_{0,03}Fe_{1,02}^{2+}Fe_{0,68}^{3+}Ti_{0,09}Al_{0,81})_5(Al_{1,25}Si_{6,75})_8(O_{22,94}OH_{1,06})_{24}$
5. $(Ca_{2,12}Na_{0,24}K_{0,09})_{2,45}(Mg_{2,88}Mn_{0,03}Fe_{1,21}^{2+}Fe_{0,51}^{3+}Ti_{0,08}Al_{0,29})_5(Al_{1,11}Si_{6,89})_8(O_{22,42}OH_{1,58})_{24}$
6. $(Ca_{1,72}Na_{0,32}K_{0,11})_{2,15}(Mg_{2,87}Mn_{0,08}Fe_{1,42}^{2+}Fe_{0,37}^{3+}Ti_{0,20}Al_{0,06})_5(Al_{1,72}Si_{6,28})_8(O_{20,98}OH_{3,02})_{24}$
7. $(Ca_{2,02}Na_{0,33}K_{0,17})_{2,52}(Mg_{3,01}Mn_{0,06}Fe_{1,33}^{2+}Fe_{0,31}^{3+}Ti_{0,16}Al_{0,13})_5(Al_{1,45}Si_{6,55})_8(O_{21,85}OH_{2,15})_{24}$
8. $(Ca_{1,73}Na_{0,39}K_{0,12})_{2,24}(Mg_{2,69}Mn_{0,05}Fe_{1,45}^{2+}Fe_{0,33}^{3+}Ti_{0,19}Al_{0,29})_5(Al_{1,43}Si_{6,57})_8(O_{21,54}OH_{2,45})_{24}$

ми замещениями типа $(Mg, Fe^{2+})Si \rightleftharpoons (Al, Fe^{3+})Al$ и, в меньшей степени, $(Mg, Fe^{2+})Si \rightleftharpoons NaAl_3$,

По диаграммам фазового соответствия биотитов и амфиболов по магнезиальности температурный интервал их кристаллизации соответствует 680—800°C, а по глиноземистости—625—700°C [11]. С учетом большого разброса точек на диаграмме по глиноземистости (рис. 1) более предпочтительными нами представляются значения температур по магнезиальности (рис. 2). Полученные значения палеотемператур отвечают условиям формирования гранитоидов умеренных температур, приближающихся к высокотемпературным.

Согласно распределению алюминия (как суммарного, так и в шестерной координации) в биотитах и амфиболах (рис. 3) формирование пород тоналитовой формации происходит при давлениях 4—4,5 кбар [12]. При этом следует учесть, что значения давлений на диаграмме определены в основном по геологическим данным (фаши контактового метаморфизма и др.). С этих позиций связь с тоналитовой фазой рас-

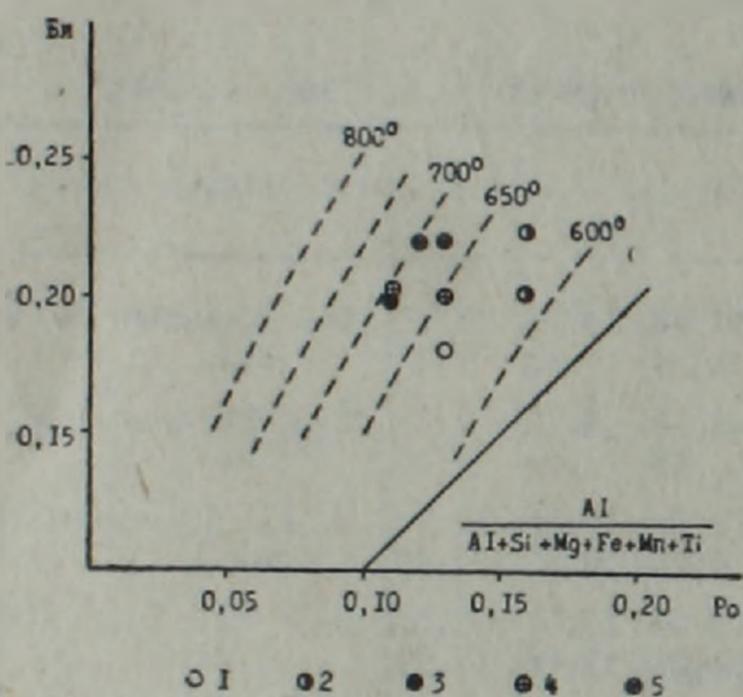


Рис. 1.

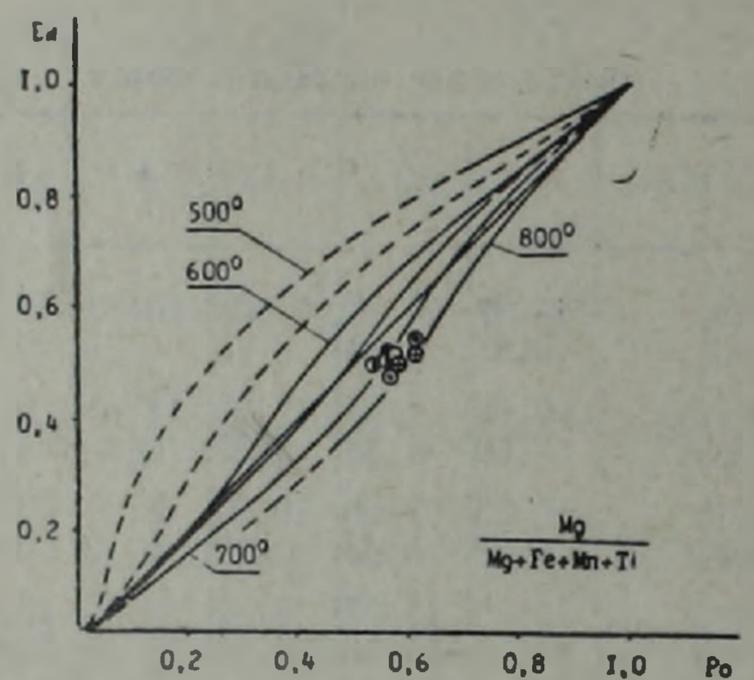


Рис. 2.

Рис. 1. Диаграмма фазового соответствия глиноземистостей биотитов и роговых обманок пород тоналитовой формации. Условные обозначения. 1—Анкаванский, 2—Такарлинский, 3—Миравский, 4—Гехаротокский, 5—Кохбский интрузивы.

Рис. 2. Диаграмма фазового соответствия магнезиальностей биотитов и роговых обманок пород тоналитовой формации. Условные обозначения те же, что и на рис. 1.

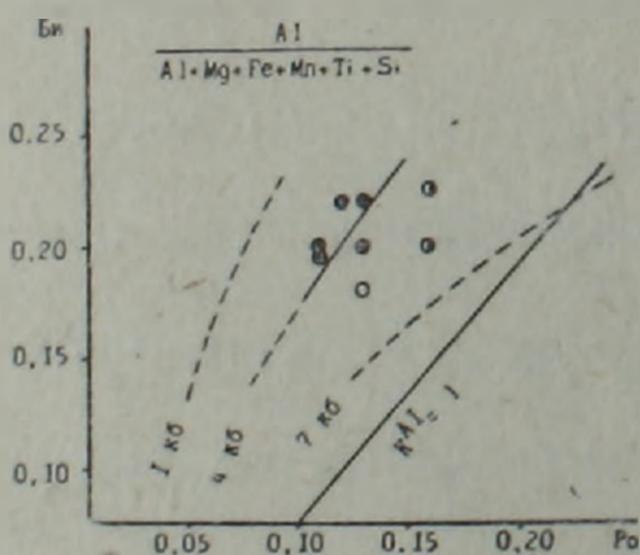


Рис. 3.

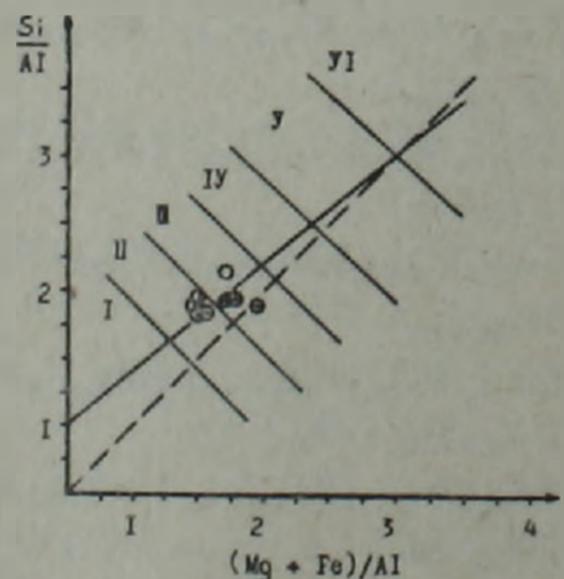


Рис. 4.

Рис. 3. Диаграмма распределения коэффициента разделения Al между биотитами и роговыми обманками пород тоналитовой формации от давления. Условные обозначения те же, что и на рис. 1.

Рис. 4. График соотношений Si/Al и $(Mg+Fe)/Al$ в биотитах из пород тоналитового комплекса. Римскими цифрами выделены поля биотитов из гранитоидов различного состава (по А. А. Маракушеву и И. А. Тарарину, 1965). Условные обозначения те же, что и на рис. 1.

смаатриваемых интрузивов контактово-метаморфических образований амфибол-роговиковой фации позволяет оценить значения давлений до 3—3,5 кбар.

Для роговых обманок с железистостью от 40 до 60% проведено разделение гранитоидов по глубинности (пять групп) на основании их состава и количественного распределения элементов по позициям в кристаллохимической формуле [7]. Исследованные нами роговые обманки (железистость 33—44%) согласно особенностям их состава ($Al^V = 1,4$; $Al^{IV} + Fe^3 + Ti = 1,0$; $K + Na = 0,45$; $A = 0,36$) соответствуют гранитоидам, становление которых близко отвечает гипабиссальным условиям образования. При этом, как справедливо отмечают авторы [7], под глубиной подразумевается не абсолютная глубина или давление, а совокупность тесно взаимосвязанных факторов (давление газовой фазы, щелочно-окислительный потенциал, подвижность элементов и т. д.).

Плагноклаз, слагающий большей частью крупные зональные кристаллы, кристаллизуется в значительном временном и температурном интервале; выделяются три генерации, причем первая, представленная корродированными «пятнами» ядра, относится к интрателлурическим образованиям. Данные, полученные по породам тоналитовой формации, свидетельствуют о том, что кристаллизация плагноклаза первой генерации (№51—38—в Кохбском и Гехаротском, № 45—34—в Анкаванском, Такарлинском и Миракском интрузивах) происходит в условиях высоких температур (степень упорядоченности 0,15—0,25—высокотемпературная серия); плагноклаз второй генерации (состав зон колеблется от № 37 до № 25) имеет промежуточную оптику (степень упорядоченности 0,4—0,5), которая сменяется несколько более низкотемпературной для плагноклаза третьей генерации (№ 19—22, степень упорядоченности 0,5—0,65).

Калинатровый полевой шпат в породах тоналитовой фазы выделяется в позднемагматическую стадию кристаллизации совместно с кварцем второй генерации и основной массой аксессуаров в условиях накопления щелочей и обогащения расплава летучими¹. Отметим его резкий ксеноморфизм, характерное нарастание на краевые зоны плагноклаза, наличие тонких веретенообразных и пленочных пертитов распада, количество которых достигает 10—15%. Калинатровые полевые шпаты из пород I фазы по номенклатуре А. С. Марфунина [9] относятся к высоким триклинным ортоклазам ($-2v = 53—56^\circ$, $s_{тр} = 0,20—0,30$, $\Delta_0 = 0,17—0,28$), несколько приближающихся к высоким ортоклазам. Для составов рассматриваемых калинатровых полевых шпатов из различных интрузивов тоналитовой формации характерно стабильное содержание альбитового компонента в твердой К-фазе (16—18%); наличие пертитов распада и нераспавшейся гомогенной фазы свидетельствует о гиперсольвусных условиях кристаллизации калинатрового полевого шпата.

¹ В некоторых интрузивах (Анкаванский, Такарлинский) в породах тоналитовой формации встречается также калинатровый полевой шпат, связанный с воздействием палеогеновых интрузивов.

Температурные условия кристаллизации пород тоналитовой формации согласно двуполевошпатовому термометру [4, 13] отвечают интервалу 650—750°C. Однако, здесь не учитывается фактор давления, который, как известно, играет заметную роль в распределении альбитового компонента между сосуществующими полевыми шпатами. Если одновременно учесть разновременность кристаллизации калинатрового полевого шпата и плагиоклаза, то значения температур, полученных по двуполевошпатовому термометру, не могут считаться, в данном случае, достоверными.

Таким образом, на основании вышеприведенных данных можно предполагать, что становление интрузивов тоналитовой формации происходило при температуре 700—800°C, в условиях давлений до 3—3,5 кбар. Однако следует учесть, что значения температур, полученные по минералогическим термометрам, отражают нижний температурный предел установившихся минеральных равновесий, а не температуру их кристаллизации [6]. Действительно, результаты определений температур гомогенизации расплавных включений в тоналитах и кварцевых диоритах Кохб-Шнохского интрузива, по данным Р. Л. Мелконяна, доходят до 910—930°C. Именно эти температуры следует считать наиболее близкими к температуре ликвидуса расплава пород тоналитовой фазы рассматриваемых интрузивов.

На диаграмме А. А. Маракушева и И. А. Тарарина [8] точки составов исследованных биотитов располагаются в области их распределения для гранитоидов нормального ряда (рис. 4, поля II—III) и в целом ближе отвечают биотитам из молодых гранитоидов.

Как известно, составы биотитов и роговых обманок являются также индикаторами среды минералообразования. С этих позиций низкая железистость биотитов (42—52%) и роговых обманок (35—44%), повышенная титанистость биотитов, наряду с высокой температурой их кристаллизации, являются характерными признаками гипабиссальных известково-щелочных серий базитового ряда. При этом ряд петрографо-минералогических и геохимических, в том числе изотопных, особенностей интрузивов тоналитовой формации позволяют одновременно подчеркнуть существенную роль при формировании интрузивов тоналитовой формации процессов ассимиляции исходным мантийным базитовым расплавом кислых пород в пределах «гранитно-метаморфического» слоя земной коры [1, 5, 10, 14].

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 27. IV. 1984.

Բ. Լ. ՄԵԼԿՈՆՅԱՆ, Բ. Զ. ԽՈՐԵՆՅԱՆ, Զ. Զ. ԶԻՐՈՒԽՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ՏՈՆԱԼԻՏԱՅԻՆ ՖՈՐՄԱՑԻԱՅԻ ԱՊԱՐԵՆՐԻ ԱՌԱՋԱՑՄԱՆ
ՋԵՐՄԱՃՆՇՈՒՄԱՅԻՆ ՊԱՅՄԱՆՆԵՐԻ ՀԱՐՑԻ ՇՈՒՐՋ

Ա Վ Փ Ո Փ Ն Ի Վ

Քննարկված են Փոքր Կովկասի վաղ կավճի հասակի տոնալիտային ֆորմացիայի ինտրուզիվ պանզվածների (Կողբ-Շնողի, Գեղարոտի, Հանքավանի,

Օւաքարլուի, Միրաքի) ձևավորման պայմանները՝ համագոյակցող միներալներում (բիոտիտ, հորնբլենդ) պետրոգեն տարրերի տեղաբաշխման առանձնահատկությունների հիման վրա: Ըստ բիոտիտների և հորնբլենդների ֆազային համապատասխանության տվյալների, ուսումնասիրված ապարների կազմավորումն ընթացել է 700° — 800° C ջերմաստիճանների և մինչև 3 կբար ճնշման պայմաններում:

Ստացված ջերմաստիճանները բնութագրում են ուսումնասիրված միներալների հավասարակշռվածության ջերմաստիճանային ստորին սահմանը, մինչդեռ լիկվիդուսին մոտ ջերմաստիճաններն, ըստ հալոցքային ներփակումների հոմոգենացման տվյալների, հասնում են մինչև 930° C:

R. L. MELKONIAN, R. H. KHORENIAN, Z. H. CHIBUKHCHIAN

ON THE ARMENIAN SSR TONALITIC ROCKS FORMATION THERMOBARIC CONDITIONS

Abstract

The Minor Caucasus tonalitic Early Cretaceous intrusive massifs (Koghb—Shenogh, Guegharot, Hankavan, Takarlu, Mirak) formation thermobaric conditions are considered on the basis of petrogenetic elements distribution peculiarities in co-existing minerals (biotite, hornblende).

According to data of biotites and hornblendes phase conformity the formation of investigated rocks has taken place at temperatures of 700° — 800° C and pressures up to 3 kbars. The obtained data show the lower temperature limit of mineral equilibrium whereas the liquidus temperatures achieve up to 930° C by the melt inclusions homogenization data.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян М. С., Мелконян Р. Л. К петрологии интрузивных комплексов Алавердского рудного района в свете изотопно-кислородных данных. «Геохимия», № 6, 1981.
2. Багдасарян Г. П. О возрастном расчленении интрузивов Северной Армении в свете радиологических данных и геологических представлений. В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. Наука, 1966.
3. Багдасарян Г. П., Абовян С. Б., Агамалян В. А., Баласанян С. И., Гукасян Р. Х., Джрбашян Р. Т., Казарян Г. А., Малхасян Э. Г., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л., Мнацаканян А. Х., Чибухчян З. О. Формационное расчленение магматических комплексов Армянской ССР. В кн.: Магматизм и металлогения Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1974.
4. Барт Т. Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород. Изд. АН СССР, М., 1962.
5. Магматические и метаморфические формации Армянской ССР. (Отв. ред. И. Г. Магакьян). Изд. АН АрмССР, Ереван, 1981.
6. Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. (Отв. ред. В. С. Соболев, В. П. Костюк). Наука, Новосибирск, 1975.
7. Мануйлова М. М., Зарубин В. В., Михайлова Ю. И. Составы роговых обманок и биотитов как критерий глубинности гранитоидов. Известия АН СССР, сер. геол., № 12, 1975.

8. *Маракушев А. А., Тарарин И. А.* О минералогических критериях щелочности гранитондов. Известия АН СССР, сер. геол., № 3, 1965.
9. *Марфуни А. С.* Полевые шпаты—фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Изд. АН СССР, М., 1962.
10. *Мелконян Р. Л.* Петрология, минералогия и геохимия интрузивных комплексов Алавердского рудного района. В кн.: Петрология и геохимия интрузивных комплексов некоторых рудных районов Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1976.
11. *Панеях Н. А., Федорова М. Е.* Равновесие роговая обманка—биотит в гранитондах. Вестн. МГУ, Геология, № 4, 1973.
12. *Панеях Н. А.* Породообразующие минералы гранитондов как показатель их генезиса. БМОИП, отд. геол., 50, № 4, 1975.
13. *Рябчиков И. Д.* Усовершенствование полевошпатового геологического термометра Барта. В сб.: Минералог. термометрия и барометрия. Наука, М., 1965.
14. *Хоренян Р. А.* Мезозойский магматизм Цахкуняцкого хребта. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1982.