

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ В ЛАВАХ НОВЕЙШИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СЕРИЙ ГЕГАМСКОГО НАГОРЬЯ (АРМЕНИЯ) И ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ИХ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

© 2009г. Г.Х. Навасардян*, А.Х. Мнацаканян*, И Савов**

*Институт геологических наук НАН РА,
0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24-а, Республика Армения
E-mail: Gevorg.Navasardyan@geology.am

**Университет Лидса, Великобритания, earis@leeds.ac.uk
Поступила в редакцию 12.01.2009г.

Изучены особенности химизма и зонального строения минералов-вкрапленников в лавах вулканических серий нижнего-верхнего плиоцена и неоплейстоцен-голоцена Гегамского нагорья. Во всех типах изученных лав составы фенокристаллов темноцветных минералов принадлежат высокомагнезиальным членам соответствующих изоморфных рядов; составы плагиоклазов варьируют в пределах $Ap_{44-9-65}$. На основе известных геотермометров (геобарометров) оценены Т-Р параметры межфазового равновесия минералов ведущих парагенезисов в условиях субсолидуса: ОI-СРх (1100-1175°C), ОРх-СРх (950-1150°C), PI-Ат (780-820°C). В составах минералов выявлены сопряженные вариации содержаний Mg(Σ Fe) и Ca, которые от древних серий к завершающим дискретно возрастают, отражая повышение температуры кристаллизации расплавов во времени. Глубина кристаллизации оставалась на уровне промежуточных малоглубинных очагов ($P_{обн} = 2,5-4,7$ кбар) с концентрацией H_2O до 0,5-1 вес %. Главными факторами изменчивости состава фенокристаллов являются Ca/Na отношения в расплаве и T° , определяемая периодическим поступлением более нагретых порций расплава из глубинного питающего очага.

В основу предлагаемой статьи положен новый аналитический материал, обобщающий результаты микрозондовых определений состава фенокристаллов разных генераций в лавах вулканических серий нижнего, верхнего плиоцена и неоплейстоцен-голоцена Гегамского нагорья.

Проблема изучения новейшего вулканизма в пределах протяженного континентально-коллизийного пояса Армянского нагорья и Восточной Анатолии включает как геолого-структурные, геофизические, геодинамические, так и минералого-петрологические аспекты. Особенности химизма, состав и своеобразие парагенезисов минералов в породах различных по возрасту вулканических серий отдельных сегментов этого пояса несут определенную информацию о вариациях физико-химических условий глубинной кристаллизации и эволюции магматических систем (Pearce et al., 1990; Остроумова и др., 1995; Keskin et al., 1998; Гукасян, 1987; Навасардян, Ширинян, 2005).

В качестве отдельной вулкано-тектонической единицы Гегамское нагорье входит в Восточную зону вулканизма, сопряженную с Анкаван-Сюникским глубинным разломом, который контролирует пространственное развитие новейшего вулканизма (Ширинян, 1966). Нагорье состоит из трех обособленных структур – Восточной, Водораздельной и Западной (Разданской), сложенных дискретными вулканическими сериями неоген-четвертичного возраста (Карпетян, 1972; Караханян и др., 2004; Навасардян, Ширинян, 2005; Навасардян, 2006). В пределах этих структур разновозрастные серии развиты с различной полнотой и по обобщенной схеме залегают в следующей последовательности (Навасардян, 2007): 1. Трахиандезит-трахитовая („трахиандезитовая формация“) серия нижнего

плиоцена. 2. Трахиандезитовый комплекс (маньчарский) верхнего плиоцена. 3. Базальт-трахибазальтовая (долеритовая) серия верхнего плиоцена. 4. Риолит-трахидацитовая серия верхнего эоплейстоцена. 5. Завершающая трахибазальт-трахиандезитовая серия неоплейстоцен-голоцена, выраженная во всех структурах в наибольшем объеме.

В многочисленных ранних публикациях показано самостоятельное петрогенетическое значение базальт-трахибазальтовой (долеритовой) и риолит-трахидацитовой серий, связанных с автономными магматическими источниками (Ширинян, 1973; Ширинян, Навасардян, 2006; Карпетян, 1972; Karapetian et al., 2001 и др). Трахиандезит-трахитовая и трахибазальт-трахиандезитовая серии региона проявлены как в плиоцене, так и, с максимальной интенсивностью, в неоплейстоцен-голоцене, будучи связаны с длительно развивающимся магматическим очагом.

Аналитические исследования выполнены в 2004-2005 г.г. в Вашингтонском Университете США в рамках совместного Армяно-Американского проекта (Навасардян, 2007). Всего выполнено более 400 определений, из них оливинов - 72, ортопироксенов - 14, клинопироксенов - 232, плагиоклазов - 60, амфиболов - 28. Основную задачу авторы видят в изучении химического состава фенокристаллов из главных типов пород, их вариаций в крупных зональных зернах, в выявлении главных трендов изменчивости в зависимости от возрастной принадлежности, петрохимической специфики и степени дифференцированности вулканических серий. Особое значение придается оценкам температурного режима и уровня общего давления в магматических очагах.

Петрография и химизм

Детальное петрографическое описание и особенности химического состава изученных разновозрастных трахиандезитовой и трахибазальт-трахиандезитовой серий приведены в предыдущих

работах Г.Х. Навасардяна (2006–2007). Здесь остановимся лишь на краткой характеристике главных разновидностей пород этих серий. Состав, количественное содержание фенокристаллов в них и петрохимические параметры отражены в табл. 1.

Таблица 1

Модальный состав фенокристаллов (об. %) и петрохимические параметры лав разновозрастных вулканических серий Гегамского нагорья

Серия (комплекс) и возраст		Модальный состав								Петрохимические параметры					
		Порода	n	Pl	OI	Orx	Crx	Am	Σ	SiO ₂ , вес. %	Норма	K ₂ O/Na ₂ O	CaO/Na ₂ O	al ⁺	Mg#
ТА-Т серия	ТА-Т, нижний плиоцен	Т	2	14.5	-	-	-	6.2	20.7	62.03	Q-Hy	0.79	0.6	3.6	19.9
	Манычарский ТА комплекс, верхний плиоцен	ТА	5	16.1	-	5.1	6.9	-	28.1	58.40	Q-Hy	0.68	1.5	1.8	27.5
ТБ-ТА серия	ТБ комплекс, нижний-средний неоплейстоцен	ТБ	6	6.7	2.6-3.0	0.3-0	3.8	-	13.4	49.35-51.04	OI-Hy	0.32-0.60	1.9-2.2	1.1-1.5	31.4-35.7
		БТА	4	6.3	1.8	0.6	3.1	-	11.8	55.12-55.42	Q-Hy	0.57-0.60	1.4-1.8	1.3-1.4	28.4-30.7
	БТА-ТА комплекс, верхний неоплейстоцен-голоцен	БТА	5	7.5	1.8	0.5	4.0	-	13.8	54.71-55.80	Q-Hy	0.54-0.55	1.8-1.9	1.4-1.5	28.1-32.6
		ТА	4	3.0	0.8	0.6	3.6	-	8.0	57.00-59.65	Q-Hy	0.58-0.80	1.5-1.7	1.6-2.3	23.3-38.58
		ТА, Ератумб	3	3.2	0.6-0	0.9	2.7	-	7.4	58.11-58.74	Q-Hy	0.65	1.4-1.6	1.7-1.8	27.2-28.7

Примечание: ТБ – трахибазальт; БТА – базальтовый трахиандезит; ТА – трахиандезит; Т – трахит; n – количество шлифов. $al^+ = Al_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO + MgO)$; $Mg\# = MgO / (MgO + \Sigma FeO + MnO)$

Трахиты являются конечными дифференциатами нижнеплиоценовой трахиандезит-трахитовой серии. Они отличаются высоким содержанием порфировых вкрапленников плагиоклаза ($An_{44.5-55.3}$) и амфибола (в сумме до 20,7 об. %), собранных нередко в гломеропорфировые скопления. Основная масса имеет трахитоидную, пилотакситовую структуру и сложена тонкими лейстами и микролитами калишпата, реже плагиоклаза в раскристаллизованном вулканическом стекле с образованием микрокристаллического полевошпатового агрегата. По химическому составу трахиты отличаются высоким суммарным содержанием щелочей (9,27%), Q и Hy в норме, кали-натриевым обликом при $Ab > Or$, низкой магнезиальностью и высокой глиноземистостью.

Трахиандезиты верхнеплиоценового (манычарского) комплекса сложены фенокристаллами плагиоклаза ($An_{48.3-47.1}$), клинопироксена и ортопироксена, содержание которых достигает 28,1 об. %. Основная масса имеет гиалопелитовую, микролитовую структуру со свежим вулканическим стеклом, скрепляющим микролиты плагиоклаза и мелкие зерна магнетита. Вкрапленники плагиоклаза и обоих пироксенов кристаллизовались совместно, часто группируясь в гломеросростки. По химизму описываемые породы относятся к умеренно-пересыщенным типам с Q и Hy в норме, обнаруживают унаследованный от ранней трахиандезит-трахитовой серии высокощелочной (6,90%) кали-натриевый тренд.

но отличаются более низкой глиноземистостью и высокой магнезиальностью.

Завершающая вулканическая серия состоит из двух укороченных комплексов: трахибазальтового комплекса нижнего – среднего неоплейстоцена, дифференцированного до базальтовых трахиандезитов, и базальтового трахиандезит-трахиандезитового комплекса верхнего неоплейстоцен-голоцена.

Трахибазальты имеют порфировую структуру и состоят из фенокристаллов плагиоклаза, оливина, клинопироксена ± ортопироксена, суммарное содержание которых составляет 13,4 об. %. Основная масса их голукристаллическая – интерсертальная, интергранулярная, гиалопелитовая, реже микроделеритовая и сложена из лейстов, микролитов плагиоклаза, изометричных зернышек клинопироксена, магнетита и переменного количества вулканического стекла. Габитус фенокристаллов и сложение многочисленных гломеропорфировых срастаний указывают на следующую последовательность их кристаллизации. Наиболее ранними являются идиоморфные одиночные кристаллы оливина (или их сростки) и крупные „сотые” кристаллы плагиоклаза ($An_{55.1-49.5}$), сильно резорбированные включениями стекла и магнетита. Позже совместно выделяются свежий лейстовидный плагиоклаз ($An_{61.3-65.1}$) и клино-ортопироксены, образующие нередко срастания призматически-зернистой микроструктуры. Отмечаются каемки клинопироксена вокруг ядер

ортопироксена. По содержанию SiO_2 , сумме щелочей (5,78-5,10%) и уровню MgO описываемые трахибазальты имеют Ol-Hy нормативный состав и относятся к кали-натриевым типам с повышенной кальциевостью, магнезиальностью и умеренной глиноземистостью.

Базальтовые трахиандезиты и трахиандезиты, как последующие члены дифференциационного ряда, по составу фенокристаллов сходны с трахибазальтами. Вместе с тем, в них заметно возрастает содержание ортопироксена, сокращаются количества оливина. Сохраняется та же последовательность кристаллизации и отмечаются две генерации вкрапленников плагиоклаза: ранние, сильно резорбированные и более поздние, прозрачные, лейстовидного облика ($\text{An}_{55,6-56,9}$). Характерны каемки клинопироксена вокруг зерен ортопироксена и, в исключительных случаях, вокруг оливина (описание К.И. Карапетяна).

Основная масса описываемых разностей гиалопелитовая, интерсертальная, сложенная микролитами плагиоклаза, точечными выделениями магнетита и свежим вулканическим стеклом. Химизм базальтовых трахиандезитов и трахиандезитов указывает на возрастание степени насыщенности SiO_2 , Q-Hy нормативного состава. Заметно возрастает также сумма щелочей за счет K_2O , слабо убывают магнезиальность, кальциевость, повышается глиноземистость.

В составе второго комплекса Восточной структуры выделяются своеобразные трахиандезиты, слагающие Ератумберскую группу вулканов (Навасардян, 2006). Их отличительные особенности – пористые, шлаковые текстуры, невысокое содержание фенокристаллов, гялиновый облик основной массы, необычный тип каемок из ортопироксена вокруг клинопироксеновых ядер. Это позволяет рассматривать их как особую, обогащенную флюидной фазой порцию магматического расплава, испытавшего резкий подъем температуры при спале $P_{\text{пл}}$.

Общие особенности петрографического и химического составов изученных серий можно обобщить следующим образом.

1. Суммарные содержания фенокристаллов заметно сокращаются с переходом от более древних вулканических серий к молодым (от 28,1-20,7 до 13,7-7,4 об. %), что, возможно, определяется различиями в скорости подъема расплавов. Во всех типах пород плагиоклаз остается преобладающим среди порфировых выделений.

2. Котектический характер кристаллизации порфировых выделений и принадлежность ведущих парагенезисов трем главным типам котектик:

- двухминеральному (трехфазовому) $\text{Pl}+\text{Am}+$ расплаву (трахиты нижнего плиоцена);
- трехминеральному (четырёхфазовому) $\text{Pl}+\text{OPx}+\text{CPx}+$ расплаву (трахиандезиты верхнего плиоцена), реже $\text{Pl}+\text{Ol}+\text{CPx}+$ расплаву (трахибазальты нижнего-среднего неоплейстоцена);
- четырехминеральному (пятифазовому) $\text{Pl}+\text{Ol}+\text{OPx}+\text{CPx}+$ расплаву (трахибазальт-трахиандезитовая серия неоплейстоцен-голоцена).

3. Степень идиоморфизма и структурные взаимоотношения минералов, наблюдаемые в гломерокристаллических сростках, указывают, что в данных парагенезисах оливин выделяется одним из первых в качестве фазы, избыточной против тройной Fo-Di-An котектики. С ним ассоциирует плагиоклаз первой генерации в виде сильно резорбированных сотовых кристаллов. Далее следует совместная кристаллизация свежего плагиоклаза-II, клинопироксена и ортопироксена. Выделение подобных дискретных рядов минералов является закономерностью котектической кристаллизации, которой сопутствует непрерывное изменение состава магматического расплава («Взаимосвязь...», 1982; Белоусов, 1983). В ходе эволюции от трахибазальтов к базальтовым трахиандезитам и трахиандезитам сохраняется четырехминеральный парагенезис фенокристаллов, изменяются при этом количественные их соотношения. Дискретный характер кристаллизации объясняет наблюдаемые проявления таких неравновесных текстур, как каемки клинопироксена вокруг корродированных ядер ортопироксена (или наоборот), наличие фенокристаллов плагиоклаза двух генераций, зональность и коррозионные границы отдельных зон.

4. Условиям крайней неравновесности соответствует тонкокристаллическая основная масса с характерным для нее $\text{Pl}+\text{Mt} \pm \text{CPx} +$ вулканическое стекло парагенезисом, в котором на смену оливину и двум пироксенам приходит один клинопироксен.

5. Составы ведущих парагенезисов в изученных лавах согласуются с умеренно-насыщенными, насыщенными SiO_2 составами исходных расплавов, их субщелочным K-Na уклоном при $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ и умеренной глиноземистостью (Навасардян, 2006). Характерен известково-щелочной тренд дифференциации в трахибазальт-трахиандезитовом ряду с накоплением SiO_2 и K_2O , почти постоянным уровнем Na_2O и слабым убыванием CaO и MgO . Трахибазальты, как начальные дифференциаты, в базальтовом тетраэдре располагаются вблизи Fo-Di границы критической недосыщенности-насыщенности по (Йодер, Тилли, 1965). Их модальный и нормативный Ol-OPx (Hy) состав и дальнейший ход эволюции могут найти объяснение в раннем отделении оливина, за счет которого магмы в состоянии недосыщенности могут становиться насыщенными (Йодер, Тилли, 1965; Sobolev et al., 2007).

6. Учитывая сухой характер парагенезиса фенокристаллов для трахибазальтов нижнего-среднего неоплейстоцена (вулканы Парваглух, Ваграмасар, Саакасар), выполнены предварительные оценки условий их генерации и температур кристаллизации на ликвидусе. Использован метод, основанный на зависимости $T^\circ\text{C}$ ликвидуса щелочных оливиновых базальтов от магнезиальности породы ($\text{MgO}/\text{MgO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{TiO}_2$) в диапазоне $P_{\text{пл}}$ от 1 атм до 10 кбар (Зырянов и др., 1984). Полученные нами значения T° отвечают 1182-1203°C.

Минералогия

Оливин является характерным минералом трахибазальт-трахиандезитовой серии неоплейстоцен-голоцена; отсутствует в трахиандезитах манычарского комплекса. Фенокристаллы оливина представлены как крупными (1,2-1,5 мм), частично корродированными ксеноморфными зернами, так и более мелкими (0,8-1,3 мм), четко ограненными кристаллами. Содержание их составляет 3,0-2,6 об.% в трахибазальтах, сокращаясь до 1,8-0,6 об.% в базальтовых трахиандезитах и трахиандезитах.

Представительные химические анализы фенокристаллов оливина приведены в табл. 2. Составы отличаются устойчиво высокой магнезиальностью и принадлежат хризолиту $Fo_{84-80-77-40}$; наиболее резкие вариации Fo компонента отмечаются в самом молодом базальтовый трахиандезит-трахиандезитовом комплексе. Изученным оливинам свойственна слабая зональность как прямого, так и обратного характера с вариациями в интервале $Fo_{84-80-79}$ в ядре до $Fo_{81-18-77}$ в краевых каемках. Зональность по Ca не отмечается.

Все проанализированные оливины характеризуются низкими содержаниями Al_2O_3 (0,0-0,12 масс.%) и Cr_2O_3 (0,0-0,3 масс.%). Содержания

MnO достаточно высоки (0,27-0,50 масс.%) и их вариации связаны четкой отрицательной корреляцией с магнезиальностью (рис. 1а). Также повышены содержания NiO (0,14-0,36 масс.%), прямо коррелирующиеся с Fo компонентом (рис. 1б). Оливины отличаются кроме того высококальциевым составом ($CaO = 0,27-0,14$ масс.% в трахибазальтах и 0,19-0,11 масс.% в более кислых разностях). Как следует из рис. 1в, связь между CaO и Fo в изученных оливинах отсутствует, выявляя горизонтальный тренд эволюции состава исходного расплава в единой петрохимической серии. Эта особенность подтверждается также вертикальным трендом между CaO и NiO (рис. 1г). В работе (Sobolev et al., 2007) показано, что Mn/Fe отношение во включениях оливина базальтов является индикатором различий в составах родоначальных магм. Повышенные содержания Mn, Ni и высокие 100 Mn/Fe отношения (1,4-2,6) в изученных нами оливинах позволяют интерпретировать их состав в связи с магматическими очагами, возникающими при плавлении перидотитового мантийного субстрата. Одновременно, отмеченные низкие содержания Cr могут свидетельствовать о сохранении хромшпинели в релитовой фазе (Sobolev et al., 2007).

Таблица 2

Представительные химические составы оливинов трахибазальт-трахиандезитовой серии Гегамского нагорья

Компоненты	Трахибазальт-трахиандезитовая серия																
	Трахибазальтовый комплекс								Базальтовый трахиандезит-трахиандезитовый комплекс								
	4-18-04				8-29d-04				4-17a-04		6-24b-04			3-13-04			
	край	центр	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	центр			
SiO ₂	39.14	39.62	39.33	39.13	39.42	37.88	39.40	37.20	39.65	39.14	38.62	39.25	39.56	39.68	39.51	39.40	36.46
Al ₂ O ₃	0.07	0.10	0.12	0.03	-	0.03	-	-	0.10	0.08	0.12	0.09	0.12	0.13	0.11	0.06	0.12
FeO	18.48	16.22	16.62	17.57	17.13	17.20	17.07	17.12	15.63	18.13	18.80	17.20	15.93	19.43	14.37	14.22	19.74
MnO	0.47	0.27	0.29	0.38	0.29	0.42	0.29	0.28	0.26	0.35	0.35	0.28	0.28	0.55	0.23	0.22	0.54
MgO	41.93	44.22	43.73	42.92	43.94	43.40	44.35	43.70	44.48	42.08	41.77	43.35	44.29	40.44	44.91	45.19	39.29
CaO	0.15	0.14	0.02	0.19	0.14	0.27	0.16	0.15	0.15	0.14	0.15	0.15	0.17	0.18	0.19	0.18	0.19
Cr ₂ O ₃	0.00	0.03	0.01	0.02	0.04	0.04	0.03	0.03	0.02	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
NiO	0.21	0.28	0.25	0.23	-	-	-	-	0.29	0.21	0.18	0.26	0.36	0.14	0.31	0.32	0.12
Σ	100.46	100.87	100.55	100.53	100.67	98.95	101.00	98.20	100.58	100.13	100.00	100.62	100.70	99.55	99.63	99.59	96.47
Кристаллохимические формулы рассчитаны на 4 O																	
Si	1.00	0.66	0.99	0.99	0.66	0.63	0.99	0.62	0.66	1.00	0.99	0.99	0.99	1.00	1.00	0.99	0.98
Fe	0.39	0.23	0.35	0.37	0.24	0.24	0.36	0.24	0.22	0.39	0.40	0.36	0.33	0.42	0.30	0.30	0.44
Mn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Mg	1.59	1.10	1.65	1.62	1.09	1.08	1.66	1.08	1.10	1.60	1.60	1.63	1.66	1.56	1.69	1.70	1.58
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Отношения компонентов																	
Fo	80.18	82.94	82.42	81.35	82.05	81.81	82.25	81.98	83.53	80.54	79.84	81.80	83.21	78.29	84.57	84.80	77.54
Fa	19.82	17.06	13.58	18.65	17.95	18.19	17.75	18.02	16.47	19.46	20.16	18.20	16.79	21.71	15.43	15.20	22.46
Mgf	79.77	82.68	82.16	81.00	81.77	81.41	81.97	81.71	83.28	80.23	79.54	81.53	82.97	78.99	84.58	84.80	77.54

Примечание. Трахибазальтовый комплекс — обр. 4-18-04 — базальтовый трахиандезит, в. Джартаг; обр. 8-29d-04 — трахиандезит в. Аштаракнер. Базальтовый трахиандезит-трахиандезитовый комплекс — обр. 4-17a-04 — трахиандезит, в. Армаган; обр. 6-24b-04 — трахиандезит, в. Норадус; обр. 3-13-04 — базальтовый трахиандезит, в. Джанасар (Ератумбер).

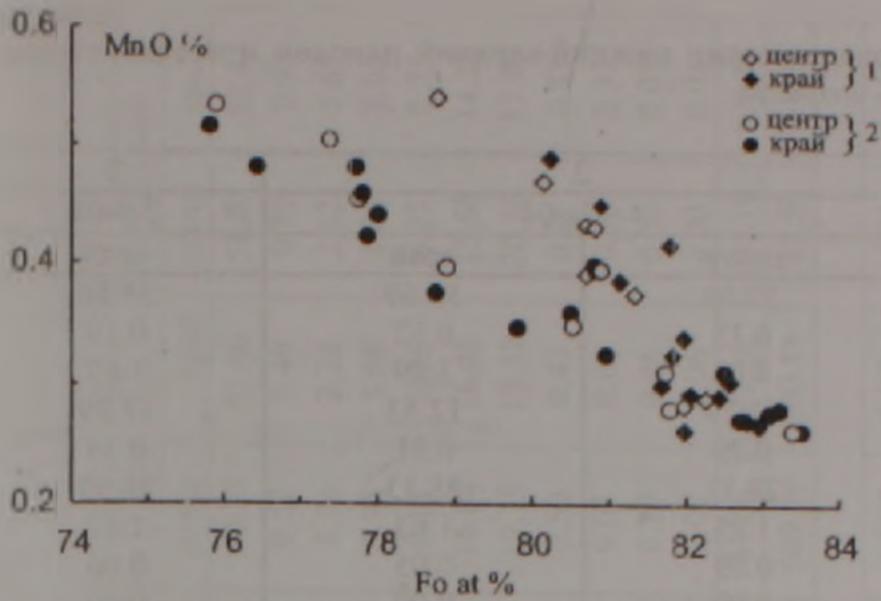


Рис. 1а. Зависимость содержания MnO от магнeзиальности оливина. Условные обозначения: 1- Трахибазальтовый комплекс, 2 - Базальтовый трахиандезит - трахиандезитовый комплекс.

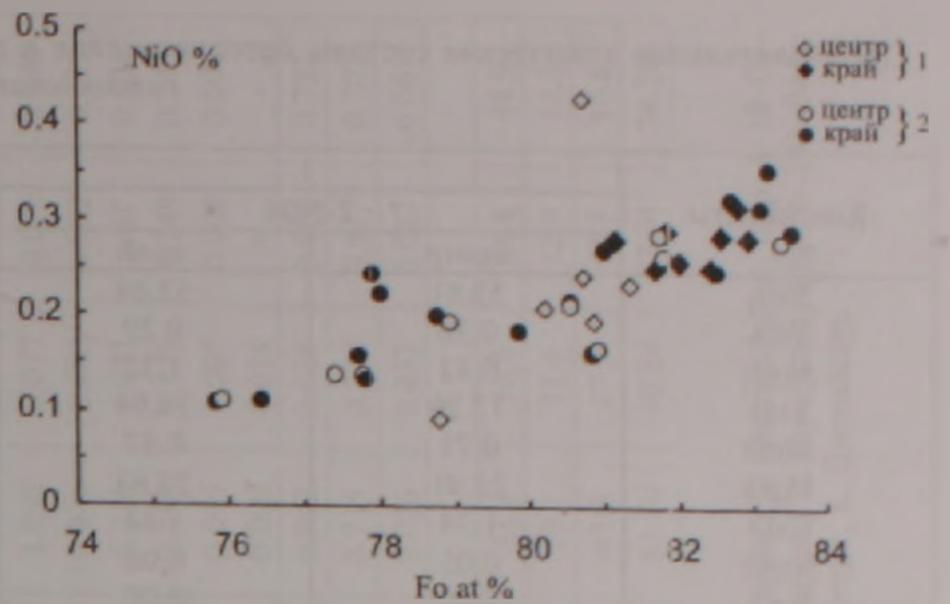


Рис. 1б. Зависимость содержания NiO от магнeзиальности оливина. Условные обозначения см. на рис. 1а.

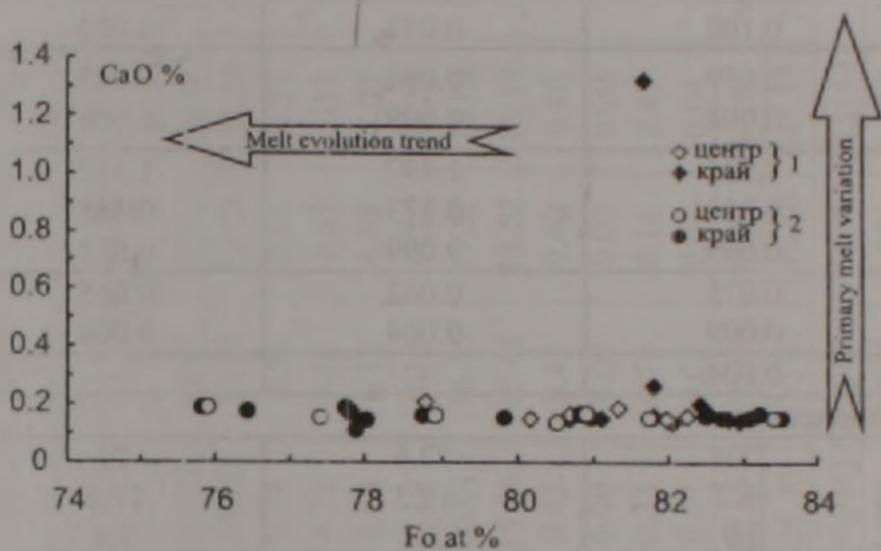


Рис. 1в. Зависимость содержания CaO от магнeзиальности оливина. Условные обозначения см. на рис. 1а. Стрелки заимствованы из работы Sobolev et.al., 2007.

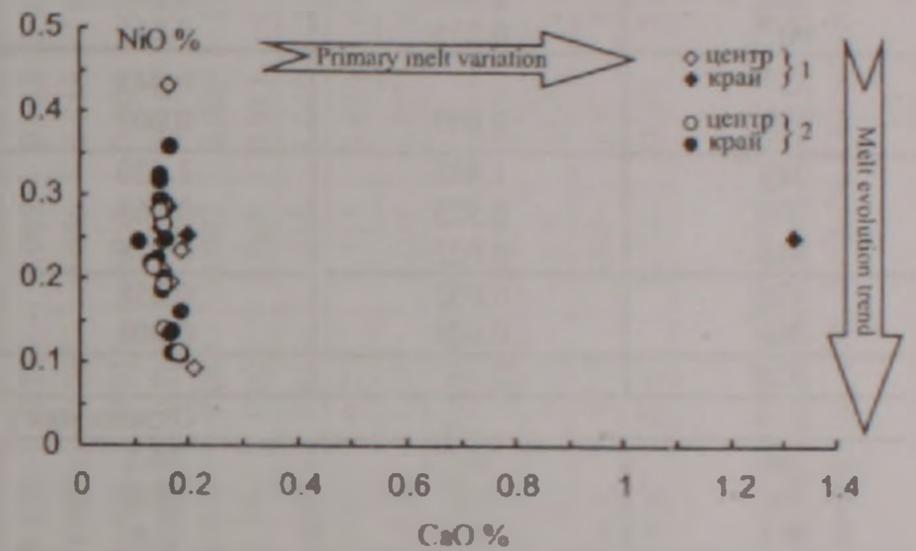


Рис. 1г. Зависимость содержания NiO от содержания CaO в оливине. Условные обозначения см. на рис. 1а. Стрелки заимствованы из работы Sobolev et.al., 2007.

Нахождение вкрапленников высокомагнeзиального оливина в трахибазальт-трахиандезитовой серии Гегамского нагорья ставит вопрос о том, пропорционален ли его состав отношению $Mg/Mg+Fe^{+2}$ во вмещающих породах. В данном случае последние варьируют в пределах 0,64-0,71 и в целом отвечают интервалу 0,60-0,75, на котором, согласно Д. Грину и А. Рингвуду (1968), коэффициенты разделения Mg и Fe^{+2} между оливином на ликвидусе и жидкостью в природных и экспериментальных образцах оливиновых базальтов близки один к другому. Рассчитанные нами коэффициенты разделения в среднем равны 1,18-1,27, что заметно ниже эмпирически выведенной для широкого диапазона промежуточных расплавов величины 1,33 (Грин, Рингвуд, 1968). Это сравнение позволяет заключить, что фенокристаллы оливина в изученной серии находились в равновесии с расплавом при более низких температурах, чем температура ликвидуса, ближе к субсолидусу. Тем самым подтверждается, что наиболее примитивные для серии трахибазальты уже являлись продуктами продвинутой эволюции глубинного мантийного очага, в котором устанавливалось

равновесие расплав + кристаллы и, возможно, происходило накопление оливина.

Ромбический пироксен встречается преимущественно в трахиандезитах маньчарского комплекса (4,4-5,1 об.%) и в трахибазальт-трахиандезитовой серии неоплейстоцен-голоцена (0,3-0,9 об.%). Фенокристаллы этого минерала достигают размеров 0,6-9 мм, имеют идиоморфный удлиненно-призматический облик. Характерны гломеросростки и скопления совместно с клинопироксеном, нередко каемки обрастания одного пироксена другим, описанные выше.

В табл. 3 приведены представительные химические составы фенокристаллов ортопироксена из базальтовых трахиандезитов и трахиандезитов разновозрастных комплексов. Они характеризуются высокой магнeзиальностью и в изоморфном ряду энстатит-ферросилит принадлежат бронзиту. В маньчарских лавах состав вкрапленников ортопироксена варьирует в пределах $En_{70-74.5}Fs_{26.5-22.6}Wo_{2.6-2.8}$. В ортопироксенах молодой серии заметно повышается содержание En и Wo за счет Fs ($En_{77.5-79.0}Fs_{17.4-19.3}Wo_{3.2-3.9}$) и отмечается слабо выраженная прямая зональность. Наиболее магнeзиальный и высоко-

Представительные химические составы ортопироксенов в породах серии нижний-верхний плиоцен и неоплейстоцен-голоценового возраста

Компоненты	1		2		3
	2-5-04		4-17a-04		2-9-04
	центр	край	центр	край	край
SiO ₂	53.81	53.84	53.09	53.69	55.16
TiO ₂	0.30	0.29	0.33	0.32	0.19
Al ₂ O ₃	0.81	1.32	4.03	3.29	1.63
FeO	17.29	14.94	11.79	12.53	11.29
MnO	0.71	0.57	0.29	0.31	0.34
MgO	25.91	27.63	28.35	28.13	28.99
CaO	1.34	1.44	1.95	1.63	1.67
Na ₂ O	0.05	0.06	0.09	0.05	0.06
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.21	0.04	0.01
NiO	0.02	0.02	0.03	0.06	0.04
Σ	100.24	100.10	100.17	100.07	99.38
Кристаллохимические формулы рассчитаны на 6 O					
Si	1.961	1.985	1.862	1.917	1.978
Al ^{IV}	0.035	0.015	0.108	0.083	0.022
Al ^{VI}	-	0.043	0.059	0.054	0.047
Ti	0.009	0.009	0.004	0.009	0.006
Mg	1.405	1.520	1.504	1.497	1.512
Fe	0.525	0.461	0.351	0.373	0.338
Mn	0.022	0.018	0.009	0.009	0.011
Ca	0.052	0.058	0.075	0.062	0.065
Na	0.004	0.004	0.009	0.004	0.004
Cr	-	-	0.004	-	-
Отношения компонентов					
En	70.9	74.5	77.9	77.5	79
Fs	26.5	22.6	18.2	19.3	17.6
Wo	2.6	2.8	3.9	3.2	3.4
Mg#	71.98	76.04	80.51	79.67	81.25

Примечание. 1 - Манычарский комплекс, обр. 2-5-04 - трахиандезит; 2 - Базальтовый трахиандезит-трахиандезитовый комплекс, обр. 4-17a-04 - трахиандезит, в. Армаган; 3 - группа Ератумбер, обр. 2-9-04 - трахиандезит, в. Гамбаряна.

температурный состав свойственен трахиандезитам Ератумберских вулканов. Проанализированные ортопироксены отличаются низкими (0,81-1,63 масс.%) или умеренными (3,29-4,03 масс.%) содержаниями Al₂O₃, что свидетельствует об их кристаллизации при невысоком общем давлении (Грин, Рингвуд, 1968).

Клинопироксен является сквозным минералом, характерным для фенокристаллов всех разновозрастных серий нагорья; в трахибазальтах отмечается также в составе основной массы. Количественное содержание его вкрапленников изменяется от 5-6,9 об.% до 2,7-3,6 об.% при переходе от более древних комплексов к молодым. Во всех типах пород клинопироксен наблюдается в виде крупных (0,7-2-2,5мм) таблитчатых или призматических кристаллов, как единичных, так и в гломеропорфировых сростках и скоплениях. В них он нередко ассоциируется с оливином, ортопироксеном и плагиоклазом; последовательность их кристаллизации и реакционные соотношения с ортопироксеном описаны выше.

Представительные химические анализы изученных клинопироксенов и их кристаллохимические формулы отражены в табл. 4; там же

приводятся их тройной состав и параметры магнезиальности (Mg#), известковистости (Ca#). Данные таблицы показывают, что составы клинопироксенов варьируют в пределах En_{43,6-54,9}Fs_{9,4-14,6}Wo_{33,7-43,4} и на пироксеновой трапеции (рис. 2) соответствуют высококальциевым авгитам и салитам, образуя сравнительно узкое компактное поле, вытянутое вдоль En-Wo стороны при слабых вариациях Fs. В целом, для выборки отмечается, что по мере возрастания SiO₂ в клинопироксенах увеличиваются содержания MgO, FeO, MnO и убывают Al₂O₃, TiO₂ при непостоянных вариациях CaO и Na₂O. От основных пород к более кислым клинопироксены обогащаются Al₂O₃ и CaO. Содержания Cr₂O₃ (0,18-0,53%) и NiO (0,01-0,06%) во всем ряду заметно понижены, как понижено и отношение Cr₂O₃/Al₂O₃. Низкие значения этого отношения в данной высокомагнезиальной области составов клинопироксенов могут объясняться, как и в случае оливинов, сохранением кристаллов шпинели в рестите. Соотношения CaO и Al₂O₃ в составе изученных клинопироксенов отражают постоянно пониженные содержания Al₂O₃ и высокие значения Ca# (497-1627).

Представительные химические составы клинопироксенов разновозрастных серий Гегамского нагорья

Компо- ненты	1		2						3				4					
	2-5-04		8-29d-04		4-18-04				4-17a-04				6-24b-04		2-9-04		3-13-04	
	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край
SiO ₂	51.87	50.62	49.91	50.36	52.39	51.57	52.67	52.71	50.53	50.90	52.03	52.58	52.17	48.58	50.55	51.06	51.80	52.44
TiO ₂	0.63	0.84	0.86	0.81	0.47	0.64	0.57	0.40	0.74	0.56	0.51	0.33	0.35	0.82	0.52	0.40	0.70	0.92
Al ₂ O ₃	2.22	3.02	4.01	4.43	1.34	2.03	1.21	1.29	4.72	3.67	2.85	2.51	2.31	4.87	3.76	3.22	2.62	5.65
FeO	8.14	8.88	7.82	7.17	8.65	8.98	8.86	8.03	6.64	6.13	6.58	7.07	6.81	6.87	5.98	5.68	8.05	8.06
MnO	0.31	0.33	0.19	0.19	0.46	0.40	0.45	0.55	0.19	0.16	0.21	0.25	0.22	0.18	0.15	0.15	0.27	0.25
MgO	15.47	15.37	15.10	15.48	15.35	14.72	15.31	15.27	16.01	16.45	17.35	19.03	18.88	15.36	16.04	16.46	15.66	14.26
CaO	20.31	19.12	20.00	20.31	20.57	20.33	20.15	20.99	19.16	19.48	18.52	16.19	17.49	19.69	19.19	19.31	20.56	17.99
Na ₂ O	0.47	0.72	0.44	0.45	0.56	0.53	0.50	0.56	0.45	0.43	0.40	0.40	0.32	0.46	0.50	0.47	0.35	0.83
K ₂ O	0.00	0.00	-	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.06	0.32
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.17	0.38	0.01	0.01	0.01	0.00	0.33	0.76	0.16	0.47	0.28	0.28	0.29	0.46	0.00	0.01
NiO	0.04	0.00	-	-	0.00	0.00	0.02	0.00	0.07	0.02	0.03	0.04	0.06	0.06	0.07	0.06	0.00	0.01
Σ	99.46	98.90	98.49	99.59	99.82	99.22	99.77	99.83	98.85	98.55	98.64	98.86	98.91	97.19	97.06	97.28	100.10	100.74
Ca#	914.60	633.79	499.10	458.19	1539.91	1003.11	1662.38	1621.37	405.75	530.80	649.10	645.15	757.64	404.12	509.99	600.31	783.50	318.26
Кристаллохимические формулы рассчитаны на 6 O																		
Si	1.935	1.905	1.879	1.871	1.954	1.935	1.963	1.960	1.880	1.874	1.931	1.937	1.928	1.849	1.908	1.923	1.921	1.910
Al ^{IV}	0.065	0.095	0.121	0.129	0.046	0.065	0.037	0.040	0.120	0.126	0.069	0.063	0.072	0.151	1.092	0.077	0.076	0.090
Al ^{VI}	0.034	0.036	0.055	0.063	0.012	0.025	0.017	0.018	0.085	0.035	0.056	0.048	0.03	0.068	0.076	0.063	0.032	0.125
Ti	0.018	0.023	0.025	0.022	0.013	0.018	0.016	0.011	0.020	0.016	0.013	0.009	0.011	0.023	0.016	0.011	0.02	0.026
Fe	0.253	0.278	0.246	0.222	0.271	0.282	0.275	0.250	0.205	0.190	0.203	0.217	0.211	0.219	0.188	0.179	0.249	0.245
Mn	0.009	0.011	0.007	0.007	0.013	0.014	0.016	0.018	0.007	0.004	0.007	0.009	0.007	0.085	0.005	0.005	0.009	0.009
Cr	-	-	0.004	0.013	-	-	-	-	0.009	0.022	0.004	0.013	0.009	0.009	0.009	0.014	-	-
Mg	0.858	0.859	0.845	0.854	0.851	0.825	0.848	0.844	0.886	0.913	0.958	1.045	1.036	0.87	0.902	0.923	0.864	0.732
Ca	0.811	0.771	0.807	0.807	0.822	0.818	0.804	0.837	0.764	0.776	0.737	0.640	0.692	0.802	0.775	0.778	0.817	0.702
Na	0.031	0.054	0.032	0.031	0.400	0.041	0.036	0.040	0.031	0.031	0.027	0.027	0.022	0.032	0.036	0.032	0.027	0.061
Отношения компонентов																		
En	44.6	45	44.5	44.4	43.8	42.9	44.0	43.7	47.8	48.6	50.5	54.9	53.4	46.0	48.4	50.5	44.8	44.9
Fs	13.2	14.6	13.0	11.8	13.9	14.6	14.3	12.9	11.0	10.1	10.7	11.4	10.9	11.6	10.1	11.6	12.9	14.3
Wo	42.2	40.4	42.5	42.8	42.3	42.5	41.7	43.4	41.2	41.3	38.8	33.7	35.7	42.4	41.6	37.9	42.3	40.8
Mg#	76.61	74.83	76.68	77.92	74.98	73.60	74.45	75.90	80.04	80.87	81.74	81.39	82.03	73.54	81.70	80.84	77.01	74.24

Примечание. 1 - Манычарский комплекс, обр. 2-5-04 - трахиандезит; 2- Трахибазальтовый комплекс, обр. 8-29d-04 - трахиандезит, в. Аштаракнер, обр. 4-18-04- базальтовый трахиандезит, в. Джартар; 3 - Базальтовый трахиандезит - трахиандезитовый комплекс; обр. 4-17a-04- трахиандезит; в. Армаган, обр. 6-24b-04 - трахиандезит, в. Норадус; 4 - группа Ератумбер, обр. 2-9-04 - трахиандезит, в. Гамбаряна, обр. 3-13-04 - базальтовый трахиандезит, в. Джанасар.



Рис. 2. Состав вкрапленников ортопироксенов и клинопироксенов разновозрастных пород Гегамского нагорья на диаграмме Ca-Mg- Σ Fe+Mn (Дир и др., 1965). Условные обозначения: 1-Трахиандезиты верхнего плиоцена (манычарский комплекс), 2- Трахибазальтовый комплекс, 3 - Базальтовый трахиандезит - трахиандезитовый комплекс, 4 - Базальтовый трахиандезит - трахиандезитовый комплекс, Ератумберские вулканы.

Известно, что клинопироксен ликвидусовой фазы основных магм чувствителен к смене общего давления, при этом соотношения между $P_{обш}$ и структурными параметрами клинопироксенов зависят и от исходного состава сосуществующего расплава (Nimis, 1999; Nimis, Ulmer, 1998). Указанными авторами разработан клинопироксеновый структурный геобарометр для широкого спектра пород, включая и субщелочные магматические системы. Геобарометр основан на кристаллохимических параметрах и расчете распределения катионов по структурным позициям T, M1 и M2. Используя приведенные в их работах уравнения, мы рассчитали величины $P_{обш}$ (кбар) для средних составов клинопироксенов в трахибазальтах и трахиандезитах заключительной серии, равные 2,5-4,7 кбар, и для трахиандезитов верхнего плиоцена - 0,4-0,9 кбар.

Переходя к изменчивости составов клинопироксенов, следует отметить, что в направлении центральное ядро-краевая кайма наблюдается как прямая, так и обратная зональность, иногда повторная, осцилляторного характера. Вариации кристаллохимических параметров показывают, что ведущими для всей выборки трендами изменения составов являются гетеровалентные замещения Si, Mg \leftrightarrow Al, Ti, Fe²⁺, Ca (1) и Si, Fe²⁺, Mg \leftrightarrow Al, Ti, Ca, Na (2). Эти тренды свойственны щелочным (1) и субщелочным (2) кали-натриевым сериям и отвечают вариациям Mg/Fe, активности SiO₂ и CaO (Дуденко и др., 1977). Одновременно, клинопироксены разновозрастных серий отличаются по характеру изовалентных замещений, согласованных с ведущими трендами. Так, в клинопироксенах трахиандезитов манычарского комплекса наряду с Si-Al замещением большую роль играет изовалентное замещение Fe²⁺→Ca от центра к краю зональ-

ных кристаллов, определяемое условиями закали на эффузивном этапе. В меньшей степени проявлено также замещение Mg→Fe²⁺, соответствующее равновесной кристаллизации с постепенным падением T°. В клинопироксенах базальтовых трахиандезитов нижнего-среднего неоплейстоцена четко выражены обратная зональность и два типа согласованных замещений: Si←Al^{IV} и Fe²⁺, Mg←Ca, отражающих возрастание Si, Fe²⁺, Mg за счет Ca и Al. В трахиандезитах того же комплекса устанавливается гетеровалентное замещение Si, Fe²⁺ → Al, Mg, Na, связанное с высокой активностью Na. В трахиандезитах верхнего неоплейстоцен-голоцена проявлено также другое гетеровалентное замещение Fe²⁺, Mg→Ti, Na, Fe³⁺ (эгириновое замещение), согласованное с изовалентным замещением Mg→Fe²⁺. Они свидетельствуют о возрастании щелочности остаточного расплава и I_{о2}(I_{н,о}) с переходом Fe²⁺ в окисленную форму. Особое место во всем изученном ряду занимают клинопироксены из трахиандезитов Ератумберской группы. Они характеризуются обратной зональностью по схеме Si, Mg, Fe²⁺←Al, Ti, Ca, Na, и Ca→Mg, Fe²⁺, что указывает на резкое возрастание температуры при спаде P_{н,о} в эффузивный этап, т.е. на явления перегрева и вскипания обогащенного флюидной фазой расплава с возрастанием SiO₂ и убыванием щелочности, что подтверждается кроме того наличием реакционных каемок ортопироксена вокруг ранних кристаллов клинопироксена.

Таким образом, можно заключить, что выявленная схема изоморфных замещений в клинопироксенах объясняется: 1) субщелочным K-Na типом вулканических серий и общей направленностью процессов дифференциации на разных этапах и 2) прерывистым характером изменения

режима щелочности и Ca/Na отношений, периодическим повышением T° поступающих новых порций расплавов в низкобарных (менее 5 кбар) условиях кристаллизации.

Амфибол редок и встречается в нижнеплиоценовых трахитах в качестве порфировых выделений, ассоциируя с плагиоклазом $Ap_{47,0-57,1}$. Количественное содержание фенокристаллов амфибола в этих породах составляет 5,0-6,2 об.%. Они имеют удлиненно-призматический облик (0,7-1,6 мм) интенсивный зеленовато-бурый цвет и узкую тесноагрегатную опалитовую каемку. Зональное строение выражено наличием широкого оплавленного центрального ядра и тонких периферических полос темно-бурого цвета.

Таблица 5 представляет химический состав, кристаллохимические формулы и прямую зональность исследованных амфиболов. В них

отмечаются высокие содержания MgO (14,11-14,46 масс.%), CaO (10,78-11,12 масс.%), TiO_2 (4,42-4,72 масс.%) при умеренной глиноземистости и железистости. По кристаллохимическим параметрам амфиболы принадлежат магнезиогастингситам согласно классификационной диаграмме (Leake et al., 1997). От ядра вкрапленников к промежуточной зоне и краевой кайме кристаллизация сопровождается убыванием Si и Mg, возрастанием Al, Fe, Ca и Na. Это указывает на сочетание в их структуре изовалентного замещения $Mg \rightarrow Fe$ с гетеровалентными замещениями Si, $Mg \rightarrow Al$ и Si, $Mg \rightarrow Al, Na$, свойственными паргасит-гастингситовой серии (Дир и др., 1965; Leake et al., 1997). Подобный тренд отвечает условиям равновесного падения T° кристаллизации и возрастания щелочности остаточного расплава.

Таблица 5

Представительные химические составы амфиболов в трахитовой трахиандезит-трахитовой серии нижнего-верхнего плиоцена

№	3-12A-04								
	центр	середина	край	центр	середина	край	центр	середина	край
SiO_2	42.31	41.49	41.55	41.83	42.92	42.00	41.92	42.33	41.76
TiO_2	4.42	4.58	4.44	4.72	4.21	4.67	4.54	4.58	4.49
Al_2O_3	10.49	11.47	11.48	11.83	10.34	10.98	11.01	11.10	10.83
FeO	10.78	11.20	10.91	11.10	11.04	11.01	10.87	10.73	10.79
MnO	0.28	0.27	0.27	0.20	0.34	0.28	0.26	0.26	0.28
MgO	14.46	14.11	14.22	14.29	14.46	14.26	14.43	14.44	14.52
CaO	10.93	10.78	11.04	11.06	10.79	10.92	10.95	10.91	11.12
Na_2O	2.60	2.71	2.92	2.69	2.64	2.63	2.65	2.72	2.63
K_2O	1.02	0.94	0.86	0.87	0.97	0.92	0.93	0.89	0.95
Σ	97.30	97.55	97.69	98.58	97.71	97.67	97.55	97.95	97.37
Кристаллохимические формулы рассчитаны на 24 O									
Si	6.22	6.09	6.10	6.07	6.28	6.16	6.15	6.18	6.15
Al^{IV}	1.78	1.91	1.90	1.93	1.72	1.84	1.85	1.82	1.85
Al^{VI}	0.04	0.08	0.09	0.10	0.06	0.06	0.05	0.09	0.03
Ti	0.49	0.51	0.49	0.52	0.46	0.52	0.50	0.50	0.50
Fe^{+3}	0.24	0.30	0.23	0.28	0.26	0.26	0.27	0.25	0.25
Mg	3.17	3.09	3.11	3.09	3.15	3.12	3.16	3.14	3.18
Fe^{+2}	1.06	1.02	1.08	1.01	1.06	1.06	1.02	1.02	1.04
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.72	1.70	1.74	1.72	1.69	1.72	1.72	1.71	1.75
Na	0.53	0.55	0.64	0.56	0.52	0.54	0.55	0.54	0.58
K	0.19	0.18	0.16	0.16	0.18	0.17	0.17	0.17	0.18
Отношения компонентов									
ΣAl	1.82	1.99	1.99	2.03	1.78	1.90	1.90	1.91	1.88
ΣFe	1.29	1.32	1.31	1.29	1.32	1.31	1.29	1.27	1.29
Mg#	75.02	75.11	74.29	75.32	74.91	74.70	75.59	75.41	75.40

Плагиоклаз является преобладающим минералом порфировых выделений во всех разностях вулканитов нагорья, постоянно ассоциируя с оливином, орто- и клинопироксенами, реже с амфиболом; входит также в состав основной массы фенокристаллов плагиоклаза в лавах нижнего-

верхнего плиоцена, составляет 14,5-16,1 об.%, заметно сокращаясь до 3,2-6,7 об.% в молодых лавах трахибазальт-трахиандезитовой серии. Облик крупных фенокристаллов (1,5-3,0 мм) обычно таблитчатый, сильно резорбированный, более мелкие выделения (0,7-1,2 мм) свежие, мик-

ротинные, удлиненно-призматической лейстовидной формы. Характерно четкое зональное строение, оптически проявленное очень разнообразно. Крупные индивиды состоят из широкого однородного, иногда пятнистого ядра и узкой краевой каемки, как правило, более кислого состава. В микрофенокристаллах часто отмечается прерывисто-ступенчатая, обратная зональность с тремя и более краевыми каемками и многократной сменой состава. В плагиоклазах трахибазальт-трахиандезитовой серии наблюдается осцилляционная, возвратная зональность в виде непрерывно нарастающих каемок, которые попеременно обогащаются то Ab, то An. Особенно четко этот тип зональности проявлен в Ератумберских трахиандезитах: состав ядер зональных кристаллов в них изменяется в диапазоне Ab_{60-61} и состав краевых зон отвечает тем же значениям (Ab_{23-61}). Указанные колебания фиксируют условия неравновесности, неоднократных колебаний T° на фоне резких перепадов P_{H_2O} . Температурными вариациями объясняются

также наблюдаемые явления резорбции фенокристаллов I генерации с появлением сотовых микроструктур в ядрах и свежих каемок нарастания по периферии.

Приведенные в табл. 6 химические анализы зональных вкрапленников плагиоклаза соответствуют ряду лабрадор-олигоклаз (рис. 3). Параметры их состава выявляют дискретные ряды, свойственные каждой из вулканических серий. В трахиандезит-трахитовой серии составы фенокристаллов имеют обратную зональность и отвечают интервалу Ab_{42-51} An_{44-55} Or_{22-44} . В маньчарских лавах вариации значительно более узкие (Ab_{47-48} An_{48-47} Or_{39-44}). Наиболее широкий ряд характерен для завершающей трахибазальт-трахиандезитовой серии (Ab_{33-72} An_{44-65} Or_{17-13}). Самая высокая основность плагиоклаза отмечается в трахибазальтах (An_{61-65}), а наибольший размах вариаций и максимальные содержания K_2O приходятся на фенокристаллы в трахиандезитах Ератумберской группы (Ab_{36-72} An_{19-61} Or_{17-13}).

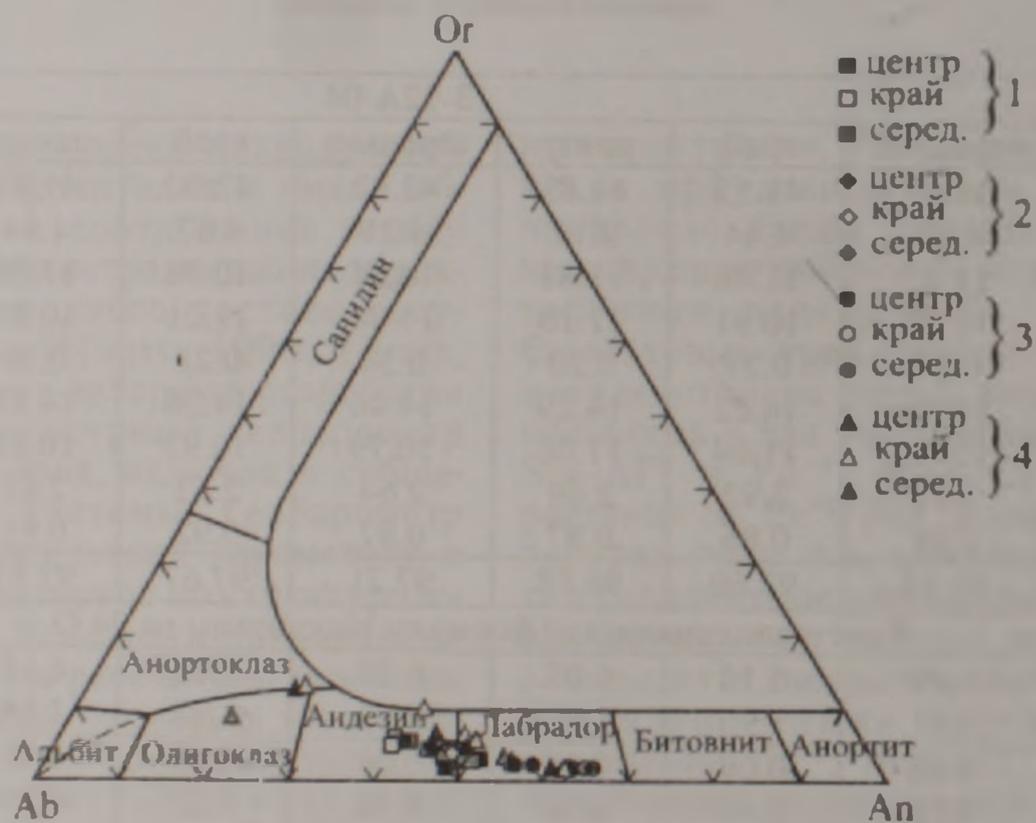


Рис. 3. Состав плагиоклазов на тройной диаграмме An-Ab-Or (Дир и др., 1966). Условные обозначения: 1 - Трахиандезит-трахитовая серия; 2 - Трахибазальтовый комплекс; 3 - Базальтовый трахиандезит - трахиандезитовый комплекс; 4 - Базальтовый трахиандезит - трахиандезитовый комплекс, Ератумберские вулканы.

Содержания Or в изученных плагиоклазах связаны обратной корреляцией с An, что отражено на рис. 4 в виде протяженной кривой, объединяющей изученные серии.

Известно, что одним из главных факторов, определяющим содержание K_2O в плагиоклазах, является температурный („Взаимосвязь...“, 1982; McVigney, 2007). Следовательно, приведенная кривая одновременно является и температурной, выявляя обратную связь содержаний K_2O и T° кристаллизации плагиоклазов; наиболее высокие T° свойственны плагиоклазам трахибазальтового комплекса.

Соотношение между составами фенокристаллов плагиоклаза (X_{Na}) и вмещающих валовых

пород (Mg-number как индекс дифференциации) приводится на рис. 5. Выявляется, что составы фенокристаллов плагиоклаза в сериях нижневерхнего плиоцена находятся в равновесии с валовым составом пород. Для молодых трахибазальтов и трахиандезитов характерны резкие отклонения как в сторону более кальциевых, так и более натриевых составов (Ератумбер), определяемые резкими вариациями T° - P_{H_2O} условий их кристаллизации. В целом диапазон изменений параметра Mg-number изученных серий оказывается заметно более узким, чем An компонента, что подтверждает регулируемую роль Ca/Na отношений в ходе эволюции расплавов.

Представительные химические составы плагиоклазов разновозрастных серий и комплексов Гегамского нагорья

Компоненты	1			2			3			4								
	8-30b-04			2-5-04			4-18-04			6-24b-04			3-13-04			2-7a-04		
	центр	серед	край	центр	серед	край	центр	серед	край	центр	серед	край	центр	серед	край	центр	серед	край
SiO ₂	56.13	55.33	53.59	55.63	55.57	55.83	56.66	55.83	55.86	51.48	51.75	52.33	56.49	54.07	57.51	62.52	63.38	62.13
TiO ₂	0.18	0.28	0.17	0.15	0.20	0.20	0.17	0.07	0.16	0.06	0.07	0.11	0.09	0.15	0.97	0.10	0.00	0.58
Al ₂ O ₃	27.03	27.28	28.73	27.59	27.15	27.02	26.78	27.55	27.17	29.83	29.83	29.14	26.53	28.11	25.00	22.17	22.38	21.16
Fe ₂ O ₃	0.55	0.59	0.78	0.69	0.73	0.81	0.57	0.67	0.78	0.84	0.82	0.96	0.70	0.94	1.25	0.48	0.20	1.34
FeO	0.50	0.53	0.70	0.62	0.66	0.73	0.51	0.60	0.70	0.76	0.74	0.86	0.63	0.84	1.12	0.53	0.23	1.49
MgO	0.03	0.09	0.04	0.06	0.06	0.07	0.03	0.05	0.06	0.12	0.13	0.12	0.06	0.13	0.16	0.07	0.00	0.31
CaO	9.06	9.55	11.20	9.82	9.83	9.73	8.92	9.60	9.50	12.94	12.83	12.39	9.16	11.14	8.32	4.79	3.85	4.79
Na ₂ O	5.79	5.64	4.76	5.39	5.33	5.44	5.60	5.23	5.29	3.64	3.76	3.97	5.67	4.89	5.43	6.74	8.10	6.36
K ₂ O	0.76	0.62	0.38	0.71	0.74	0.75	0.73	0.60	0.70	0.25	0.25	0.30	1.07	0.55	1.74	2.06	1.53	2.12
Σ	99.53	99.39	99.65	100.04	99.61	99.84	99.46	99.59	99.52	99.17	99.43	99.58	99.77	99.99	100.33	98.97	99.46	98.85
Кристаллохимические формулы рассчитаны на 32 O																		
Si	10.14	10.02	9.72	10.00	10.03	10.07	10.21	10.06	10.08	9.41	9.43	9.52	10.20	9.77	10.30	11.21	11.28	11.15
Al	5.75	5.83	6.12	5.86	5.79	5.74	5.69	5.86	5.79	6.41	6.39	6.29	5.64	5.99	5.28	4.69	4.71	4.48
Fe ³⁺	0.09	0.09	0.11	0.09	0.09	0.11	0.09	0.09	0.11	0.11	0.11	0.13	0.09	0.13	0.17	0.07	0.01	0.19
Ti	0.02	0.04	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.11	0.04	0.01	0.01	0.02	0.13	0.01	-	0.08
Mg	-	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04	0.02	0.04	0.04	0.02	-	0.08
Fe ²⁺	0.08	0.08	0.11	0.10	0.10	0.11	0.09	0.09	0.11	0.12	0.11	0.13	0.10	0.12	0.17	0.08	0.03	0.19
Ca	1.76	1.85	2.18	1.90	1.91	1.85	1.73	1.85	1.83	2.54	2.51	2.41	1.77	2.16	1.60	0.93	0.74	0.93
Na	2.02	1.98	1.68	1.88	1.87	1.91	1.95	1.82	1.84	1.30	1.34	1.40	1.97	1.71	1.90	2.35	2.80	2.22
K	0.17	0.13	0.09	0.15	0.17	0.17	0.17	0.13	0.15	0.07	0.07	0.07	0.26	0.13	0.39	0.47	0.34	0.47
Отношения компонентов																		
Ab	51.1	49.9	42.5	47.8	47.3	48.5	50.6	47.9	48.2	33.2	34.20	36.1	49.3	42.8	48.8	62.6	72.2	61.3
An	44.5	46.7	55.3	48.3	48.3	47.1	44.9	48.7	47.8	65.1	64.10	62.2	44.2	53.9	41.2	24.7	19.0	25.6
Or	4.4	3.3	2.2	3.9	4.4	4.4	4.5	3.4	4.0	1.7	1.70	1.7	6.50	3.3	10.0	12.7	8.8	13.1
An	46.6	48.3	56.5	50.3	50.6	49.3	47.0	50.4	49.9	66.2	65.2	63.3	47.2	55.7	45.8	28.3	20.8	29.4
Ab	53.4	51.7	43.5	49.7	49.4	50.7	53.0	49.6	50.1	33.8	34.8	36.7	52.8	44.3	54.2	71.7	79.2	70.6
Si/Al	1.76	1.72	1.59	1.71	1.75	1.75	1.79	1.72	1.74	1.47	1.48	1.51	1.81	1.63	1.95	2.39	2.40	2.49

Примечание. 1 - Трахиандезит-трахитовая серия, обр. 8-30b-04 - базальтовый трахиандезит; обр. 2-5-04 - трахиандезит (маньчарский комплекс); 2 - Трахибазальтовый комплекс, обр. 4-18-04 - базальтовый трахиандезит, в. Джартар; 3 - Базальтовый трахиандезит - трахиандезитовый комплекс, обр. 6-24b-04 - трахиандезит, в. Норадус; 4 - группа Ератумбер, обр. 3-13-04 - базальтовый трахиандезит, в. Джанасар, обр. 2-7a-04 - трахиандезит, в. Джрбашяна.

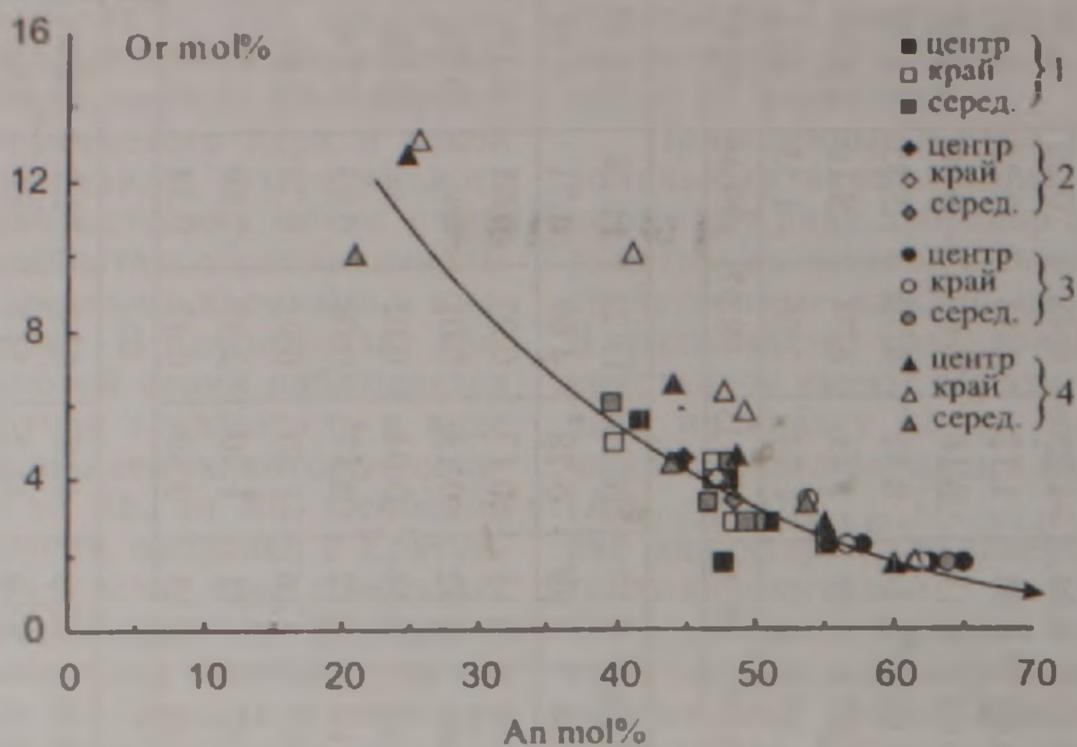


Рис. 4. Зависимость между молекулами Or и An в плагиоклазах разновозрастных пород Гегамского нагорья. Условные обозначения см. на рис.3.

Состав сосуществующих минералов – вкрапленников

Изложенный материал по химическому составу породообразующих минералов-вкрапленников в породах разновозрастных серий Гегамского нагорья дает возможность оценить P-T параметры режима их кристаллизации. Эти оценки базируются на методах современной термо-барометрии, согласованных с принципом фазового соответствия и закономерностями распределения элементов между сосуществующими минеральными фазами (Саксена, 1975; Перчук, Рябчиков, 1976; Lindsley, Andersen, 1983; Loucks, 1996; Nimis 1999; Nimis, Ulmer, 1998 и др.)

Распределение Mg и Ca между минералами в наблюдаемых ведущих парагенезисах рассматривается на основе петрографических критериев одновременного или последовательного их образования. Параметры составов, мольные доли Mg и Ca и коэффициенты распределения этих элементов приведены в табл. 7.

Парагенезис плагиоклаз – амфибол характерен для нижнеплиоценовых трахитов и кристаллизовался в условиях высокой активности калия и H_2O . В этих породах оба минерала кристаллизуются параллельно, при значительном количественном преобладании плагиоклаза (~2-2,5:1). Оба минерала не резорбированы, т.е. находились в обменном равновесии с расплавом.

Распределение Ca в паре плагиоклаз-амфибол представляется обменной реакцией $Am_{Ca} + Ab = An + Am_{Ni}$, с ростом основности плагиоклаза по мере увеличения температуры кристаллизации (Перчук, Рябчиков, 1976). Зональность изученных вкрапленников по Ca от ядра к периферии носит прерывисто-повторяющийся характер, что указывает на колебания температуры и режима щелочности. Соответственно

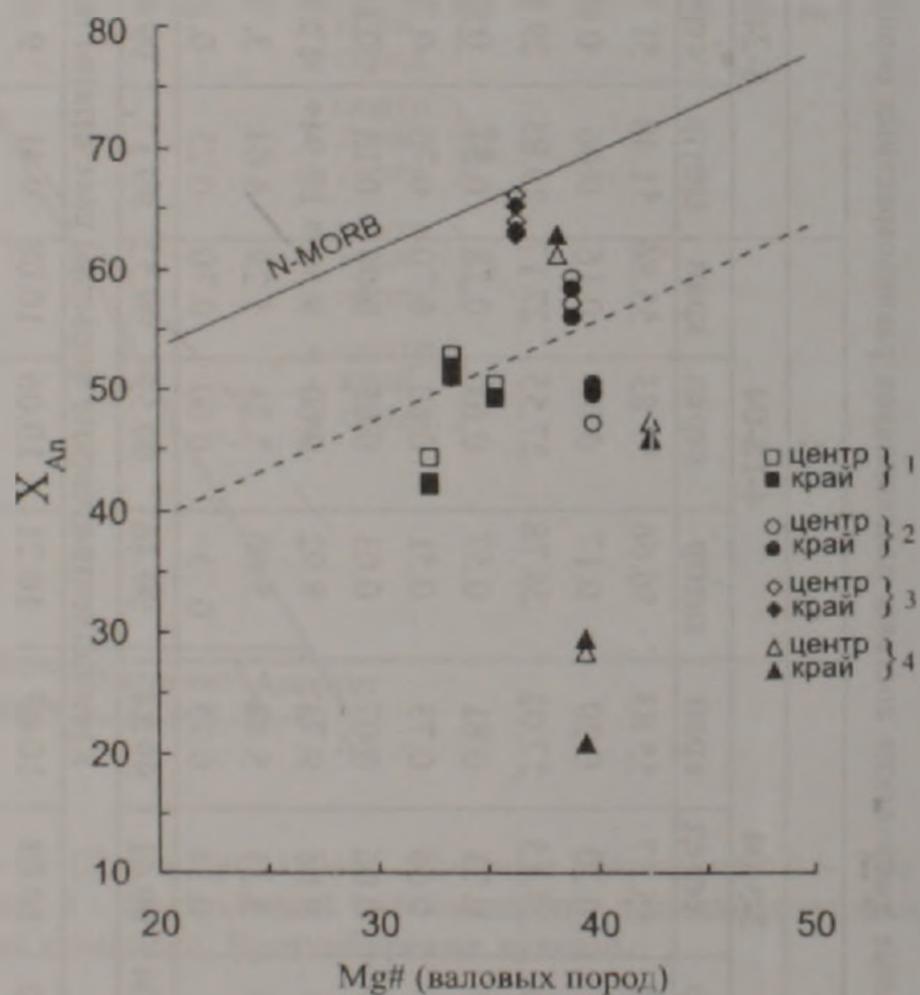


Рис. 5. Соотношение составов фенокристаллов плагиоклаза и магнезиальности валовых пород разновозрастных комплексов Гегамского нагорья. Условные обозначения: 1. Трахиандезит-трахитовая серия (нижний плиоцен) и маньчарский трахиандезитовый комплекс (верхний плиоцен); 2. Трахибазальтовый комплекс (нижний-средний неоплейстоцен); 3. Базальтовый трахиандезит-трахиандезитовый комплекс (верхний неоплейстоцен-голоцен); 4. Трахиандезиты Ерат/мберских вулканов того же возраста.

Для сравнения показана эталонная линия равновесия для плагиоклазов N-MORB (Tomescu et al., 1987); параллельно ей проведена пунктиром средняя линия равновесия для изученных плагиоклазов.

K_D варьирует от 0,34 до 0,53-0,55, обнаруживая перераспределение Са в плагиоклаз с повышением температуры. По графику указанных авторов, минимальная температура установления равновесия между рассматриваемой парой отвечает 780-820°C, что ниже верхнего предела устойчивости амфибола (900-930°) при концентрации H_2O в системе более 0,5 вес. %.

Для оценки глубины кристаллизации парагенезиса плагиоклаз-амфибол мы использовали геобарометр, учитывающий содержание Al в обеих четверной и шестерной позициях решетки амфибола (Johnson, Ruthenford, 1989). Расчеты проводились по формуле $P_{(кбар)} = 4,23 \times Al_{tot} - 3,46$. Полученные цифры варьируют в пределах 5,13-4,58 кбар для центральных зон и 4,96-4,07 кбар для промежуточных зон и краевых каемок. Можно видеть небольшие колебания глубины кристаллизации различных зон фенокристаллов, что в целом отвечает приповерхностным условиям.

Парагенезис оливин-клинопироксен широко распространен в самой молодой трахибазальт-трахиандезитовой серии. Характеризуется количественным преобладанием клинопироксена (~2:1); в трахиандезитах Ератумберских вулканов количество вкрапленников оливина заметно сокращается. Данная пара фенокристаллов является разновременной, и конец кристаллизации оливина совпадает с началом кристаллизации клинопироксена в котектике с плагиоклазом -- II. Выше было показано, что фенокристаллы оливина не являются ликвидусовыми фазами и находились в равновесии с расплавом при температурах, близких к субсолидусовым.

Распределение Mg между оливином и клинопироксеном в общем виде описывается обменной реакцией $Ol_{Fe} + Crx_{Mg} = Crx_{Fe} + Ol_{Mg}$, в которой равновесие смещается вправо с повышением температуры (Перчук, Рябчиков, 1976). Как следует из табл. 7, магнезиальность оливина в исследованных породах постоянно выше магнезиальности клинопироксена, причем составы пар варьируют сопряженно и характеризуют высокотемпературную часть обменной реакции. Величина K_D^{Mg} уменьшает свое значение от трахибазальтов и базальтовых трахиандезитов (1,70-1,37) до трахиандезитов (1,32-1,17). Одновременно, при переходе к краевым каемкам зерен обоих минералов, т.е. к концу выделения оливина, в неравновесных условиях поздней стадии кристаллизации магний перераспределяется в клинопироксен, и величина K_D убывает. Укажем, однако, что в трахиандезитах (обр. 6-24b-04) наблюдаются и обратные соотношения.

Температуры установления субсолидусового равновесия между данными фазами по геотермометру (Loucks, 1996) оцениваются в пределах 1100-1175°C, причем в трахиандезитах они оказываются иногда выше, чем в трахибазальтах, как и в краевых каймах относительно центра в некоторых зональных кристаллах. Рассмотренные соотношения указывают, что происходит частичное переуравновешивание ранее образованных кристаллов оливина и клинопироксена

с окружающим расплавом в изменяющихся T° условиях. При этом вариации составов клинопироксенов значительно более широки, чем оливинов. Предполагается таким образом периодический перегрев магматической камеры за счет поступления новых высоконагретых порций расплава из глубинных источников. В этом процессе могли выноситься также более ранние, возможно кумулятивные кристаллы магнезиального оливина.

Парагенезис оливин-ортопироксен свойственен только молодой трахибазальт-трахиандезитовой серии. Отмечается, что во всех лавах серии оливин количественно преобладает (2,6:1); исключения составляют трахиандезиты Ератумберской группы, в которой количество фенокристаллов ортопироксена заметно возрастает. Обычно кристаллизация оливина предшествует ортопироксену. Соотношения магнезиальностей обоих минералов (табл. 7) указывают, что в центральных зонах фенокристаллов Mg преимущественно входит в оливин ($K_D^{Ort} = 1,17$), в краевых зонах более магнезиальным становится ортопироксен и K_D убывает до 1,0.

Известно, что распределение Mg и Fe^{+2} между фазами оливин-ортопироксен в магматических условиях (выше 700 °C) слабо зависит от температуры, что резко сужает возможность использования их в качестве геотермометра (Фонарев, 1982; Koch-Muller et al., 1992). По указанным авторам, в экспериментальных условиях с ростом температуры магний перераспределяется из оливина в ортопироксен, однако в природных объектах в магнезиальной области составов оливин обычно содержит больше магния по сравнению с ортопироксеном. Это иллюстрируют также величины K_D^{Mg} в изученной паре из лав трахибазальт-трахиандезитовой серии Гегамского нагорья.

Парагенезис ортопироксен-клинопироксен (плагиоклаз-ортопироксен-клинопироксен) является ведущим как для верхнеплиоценовых трахиандезитов маньчарского комплекса, так и для всех типов лав молодой трахибазальт-трахиандезитовой серии. Количественные соотношения этих фаз свидетельствуют о преобладании плагиоклаза (3,2 : 1 : 2 в маньчарских лавах и 2,5-2 : 1 : 2-1,5 - в молодых трахибазальтах и трахиандезитах). Основность плагиоклаза данного парагенезиса заметно возрастает с переходом от более древнего комплекса к молодым (от $An_{48-3-47,1}$ до $An_{44-9-65,8}$). Одновременно, в том же направлении в орто- и клинопироксенах возрастает Mg/Mg+Fe отношение (табл. 7).

Кристаллизация плагиоклаза и обоих пироксенов носила котектический характер, но появление ортопироксена обычно предшествовало росту клинопироксена. Далее определенное время все три фазы кристаллизовались совместно, хотя ближе к эффузивному этапу проявлялись четкие признаки неравновесности.

Наблюдаемая последовательность фаз определяется исходным субщелочным составом расплава, его высокотемпературным характером, невысоким R_{H_2O} и ранним выделением магнезиаль-

Параметры равновесия сосуществующих минералов разновозрастных серий и комплексов Гегамского нагорья

Компо- ненты	Трахиандезит-трахитовая серия нижнего-верхнего плиоцена				Трахибазальт-трахиандезитовая серия неоплейстоцен-голоценового возраста					
	Трахиандезит-трахитовый комплекс		Трахиандезитовый комплекс манычарского типа		Трахибазальтовый комплекс		Базальтовый трахиандезит-трахиандезитовый комплекс		Ератумберские лавы	
	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край	центр	край
Ol X_{Mg}	-	-	-	-	1) 0.81-0.82 2) 0.83	1) 0.82 2) 0.80	3) 0.80-0.83 4) 0.80-0.83	3) 0.79-0.82 4) 0.80	5) 0.85	5) 0.78
Crpx X_{Mg}	-	-	-	-	1) 0.72-0.77 2) 0.73-0.75	1) 0.77 2) 0.73-0.76	3) 0.79-0.82 4) 0.80-0.81	3) 0.73-0.81 4) 0.81	5) 0.77-0.81	5) 0.74
$K_{D Mg}^{Ol-Crpx}$ $T^{\circ}C$	-	-	-	-	1) 1.37-1.66 2) 1.71	1) 1.37 2) 1.28-1.48	3) 1.07-1.32 4) 1.17	3) 1.69 4) 0.96	5) 1.30-1.70	5) 1.24
Ol X_{Mg}	-	-	-	-	1) 1100-1150	2) 1100-1125	3) 1100-1160	4) 1150-1175	1100-1150	1160
Ol X_{Mg}	-	-	-	-	-	-	4) 0.83	4) 0.80	-	-
Orpx X_{Mg}	-	-	-	-	-	-	4) 0.81	4) 0.80	-	-
$K_{D Mg}^{Ol-Orpx}$ $T^{\circ}C$	-	-	-	-	-	-	4) 1.17	4) 1.0	-	-
Orpx X_{Mg}	-	-	6) 0.72-0.76	-	-	-	4) 0.81	4) 0.80	7) 0.81	
Crpx X_{Mg}	-	-	6) 0.72-0.76	6) 0.75-0.77	-	-	4) 0.81-0.82	4) 0.78-0.81	7) 0.80-0.81	7) 0.82
$K_{D Mg}^{Orpx-Crpx}$ $T^{\circ}C$	-	-	6) 0.82-0.98	6) 0.95-1.05	-	-	4) 0.94-0.98	4) 0.96-1.12	7) 1.07	7) 0.94
	-	-	980-1000		-	-	1100-1150	950-1020	1000-1010	1050-1100
Pl X_{Ca}	8) 0.45-0.47	8) 0.55	-	-	-	-	-	-	-	-
Am X_{Ca}	8a) 0.70-0.71	8a) 0.69	-	-	-	-	-	-	-	-
$K_{D Ca}^{Pl-Am}$ $T^{\circ}C$	8a) 0.34-0.38	8a) 0.55	-	-	-	-	-	-	-	-
	800-850		-	-	-	-	-	-	-	-
$P_{обш}$	4.1-5.1		0.4-0.9		2.5-4.8		2.5-4.1		2.5-3.9	

Примечание: Мольные доли X_{Mg} и X_{Ca} представляют отношения $Mg / (Mg + \Sigma Fe + Mn)$ в темноцветных минералах и $Ca / (Ca + Na + K)$ – в плагиоклазе и амфиболе; вычислялись по кристаллохимическим формулам. Коэффициенты распределения Mg и Ca между парами минералов Ol-Crpx, Ol-Orpx, Orpx-Crpx и Pl-Am рассчитывались по соответствующим формулам типа: $K_{D Mg}^{Ol-Orpx} = X_{Mg}^{Ol} / (1 - X_{Mg}^{Ol}) \times (1 - X_{Mg}^{Crpx}) / X_{Mg}^{Crpx}$ (Перчук, Рябчиков, 1976). Для определения $T^{\circ}C$ использовались геотермометры: Orpx-Crpx (Liindsley, Andersen, 1983); Ol-Crpx (Loucks,

1996); $P_{обш}$ для пары Pl-Am рассчитывалось по формуле: $P_{обш} = 4.23 \times \left(\frac{Al}{101}^{Am} - 3.46 \right)$ (Johnson, Ruthenford, 1989).

$P_{обш}$ для фенокристаллов клинопироксенов на основе структурных параметров и распределения Mg и Fe^{+2} по позициям M1 и M2 рассчитывалось по (Nimis, 1999; Nimis, Ulmer, 1998).

1) обр. 8-29d-04; 2) обр. 4-18-04; 3) обр. 6-24b04; 4) обр. 4-17a-04; 5) обр. 3-13-04; 6) обр. 2-5-04; 7) обр. 2-9-04; 8) обр. 3-12a-04.

ного оливина. Кристаллизация последнего завершается при достижении расплавом кривой инверсии, отделяющей поля стабильности ортопироксена и клинопироксена (рис. 6,б). Судя по опережающей кристаллизации высокомагнезиального ортопироксена (выше En_{70}), расплав достигал этой границы при температуре ниже кривой инверсии, т.е. в пределах $1100 < T < 1140^\circ$ (Йодер, Тилли, 1965). Выше кривой кристаллизовался уже более железистый клинопироксен ($En_{44.6-54.9}$) в температурных условиях

$955 < T < 1100^\circ$ (Йодер, Тилли, 1965). Совместная кристаллизация обоих пироксенов следовала вдоль этой кривой, температура которой оставалась выше температуры их солидуса (McVigney, 2007). Отклонения от кривой инверсии определяются температурным влиянием: равновесным падением температуры в случае перехода Орх-Срх и скачкообразным ее подъемом вследствие дегазации и перегрева в случае перехода Срх-Орх.

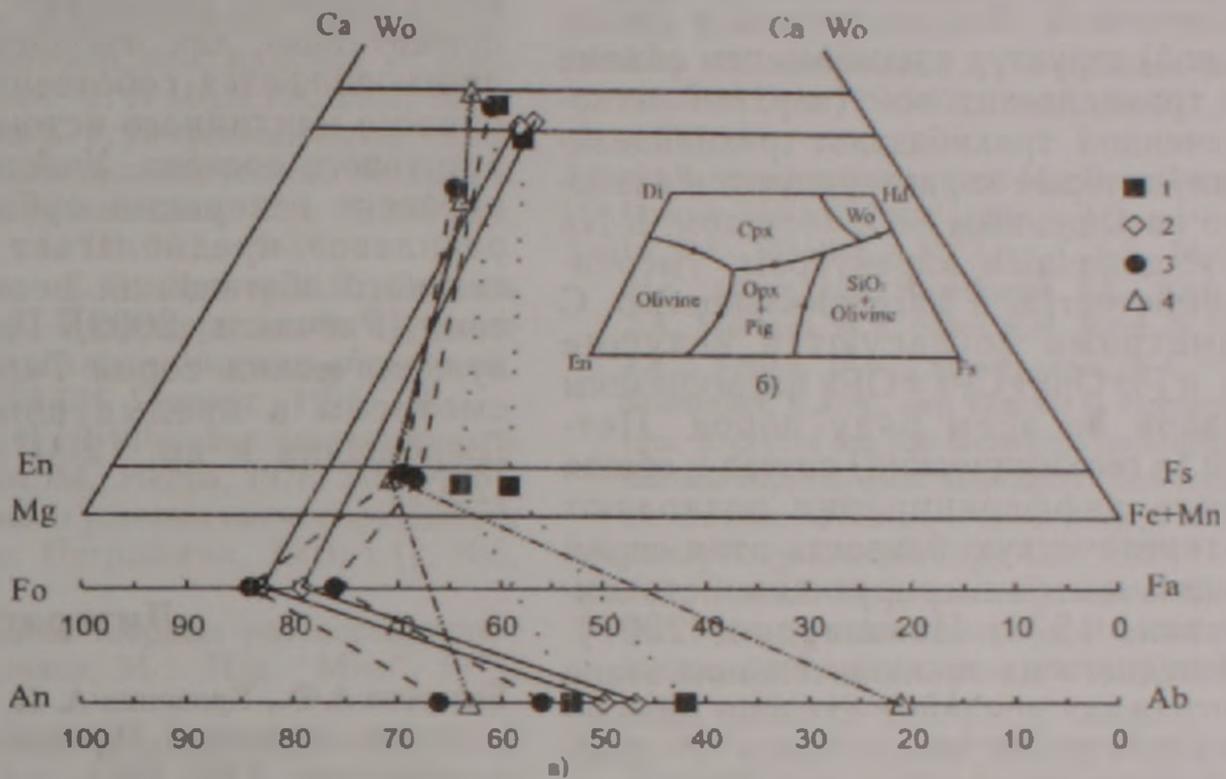


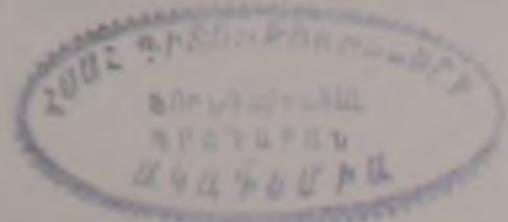
Рис. 6. Составы сосуществующих минералов-вкрапленников в вулканических сериях Гегамского нагорья. На врезке (б) показаны пути кристаллизации оливинов и пироксенов в рамках пироксеновой системы, поверхность ликвидуса которой отражает также и другие фазы (McVigney, 2007). Условные обозначения: 1-Трахиандезит-трахитовая серия (манычарский комплекс); 2-Трахибазальтовый комплекс; 3-Базальтовый трахиандезит-трахиандезитовый комплекс; 4-Ератумберские лавы - базальтовый трахиандезит-трахиандезитовый комплекс.

Физико-химические условия кристаллизации рассматриваемого парагенезиса безводных фаз (Pl-Орх-Срх) можно интерпретировать исходя из определенных ограничений, основанных на изучении минерального состава базальтов и андезитов и на экспериментальном материале (Йодер, Тилли, 1965; Иванов и др., 1978; Белоусов, Кривенко, 1983; McVigney, 2007 и др.). Эти ограничения соответствуют следующим параметрам: $P_{общ}$ выше 2.5 кбар до 7 кбар, концентрация H_2O в системе не более 0.5-1 вес. % и температурный предел не ниже $930^\circ C$, т.е. температуры устойчивости амфибола. В случае, когда отсутствует амфибол, образование Pl-Орх-Срх парагенезиса возможно в широкой области давлений (до 7 кбар) и температур, вплоть до условий солидуса андезитов ($T^\circ C = 1050-1000$); опережающая кристаллизация ортопироксена возможна при пониженном общем давлении (Иванов и др., 1978).

Равновесие между Орх и Срх описывается обменной реакцией $Срх_{Mg} + Орх_{Fe} = Орх_{Mg} + Срх_{Fe}$ со сдвигом вправо при повышении T° (Перчук, Рубчиков, 1976). Как следует из данных табл. 7 в разновозрастных комплексах Mg распределяется между ядрами и краевыми кайма-

ми зональных фенокристаллов Срх и Орх по-разному: в трахиандезитах манычарского комплекса $X_{Mg}^{Срх}$ в центральной зоне выше, чем в Орх ($K_D^{Mg} = 0.82-0.98$), в краевых зонах возрастает магнезиальность Орх ($K_D^{Mg} = 0.95-1.05$). Температура установления равновесия между ними соответствует $980-1000^\circ C$. В трахибазальтах и трахиандезитах молодой серии сохраняется та же закономерность, но при более высокой магнезиальности обоих пироксенов ($K_D^{Mg} = 0.94-0.98$ в ядре и $0.96-1.12$ в краевой кайме) и соответственно при более высокой T° ($1100-1150^\circ C$ в ядре и $950-1020^\circ C$ в краевой зоне). И, наконец, в трахиандезитах Ератумберских вулканов магнезиальность клинопироксена постоянно выше и K_D^{Mg} для центральных и краевых зон оказывается равным $0.94-1.07$ при $T^\circ C = 1050-1100^\circ C$. Подчеркнем, что все указанные цифры отвечают минимальным температурам установления равновесия Орх-Срх, приближаясь к субсолидусовым.

Общие соотношения составов фенокристаллов рассмотренных парагенезисов иллюстрируются сводной диаграммой (рис. 6,а). На ней в качестве врезки приведена схема котектической кристаллизации оливина и орто-клино-



пироксенов, рассмотренная выше. Из диаграммы следует, что наиболее резкие вариации составов отмечаются в плагиоклазах, в темноцветных минералах диапазон изменений значительно более узкий. Это свидетельствует, что главными факторами дифференциации изученных субщелочных серий являются активность SiO_2 и Ca/Na отношения.

Заключение

1. Новейший вулканизм Гегамского нагорья в пределах Восточной, Водораздельной и Западной (Разданской) структур в наибольшем объеме представлен трахиандезитовой (верхний плиоцен) и укороченной трахибазальт-трахиандезитовой сериями, которые характеризуются слабо или умеренно насыщенным SiO_2 составом, K-Na ($\text{Na}_2 > \text{K}_2\text{O}$) субщелочным характером, умеренными глиноземистостью и магнезиальностью. С этими параметрами согласуются ведущие $\text{Pl}+\text{Orx}+\text{Cpx}$ и $\text{Pl}+\text{Orx}+\text{Cpx} \pm \text{Opx}$ парагенезисы фенокристаллов во всем ряду пород. Петрохимический (и геохимический) состав и общая направленность дифференциации позволяют подчеркнуть генетическую близость этих серий и связь с общим магмогенерирующим источником (Карапетян, 1972; Навасардян, 2007). Эволюция последнего на заключительном этапе вулканизма отражала усиление степени плавления исходного субстрата, возрастание T° кристаллизации, понижение активности SiO_2 и рост CaO и MgO с появлением Ol-Hu нормативных трахибазальтов. Далее преобладали процессы фракционной дифференциации до базальтовых трахиандезитов и трахиандезитов.

2. Сравнительно невысокие содержания порфириновых вкрапленников в изученных сериях могут указывать на быстрый подъем расплавов к поверхности в условиях воздымания и тектонического растяжения нагорья и короткий интервал кристаллизации в промежуточных вулканических камерах или каналах ареальных вулканов.

3. Оценки физико-химических параметров кристаллизации данных минеральных парагенезисов показали T° интервалы установления субсолидусового равновесия в $1100-1175^\circ\text{C}$ для пары Ol-Cpx , $950-1150^\circ\text{C}$ – для пары Orx-Cpx и постоянный уровень глубинности вулканического очага ($P_{\text{общ}} = 2,5-4,7$ кбар) при низком $P_{\text{н.о.}}$. Приведенные T° оценки оказываются закономерно более низкими, чем T° ликвидуса трахибазальтов ($1180-1200^\circ\text{C}$), предварительно вычисленные по $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ отношениям во вкрапленниках оливина и вмещающих их трахибазальтах.

4. Типы зональности и неравновесные структурные взаимоотношения минералов-вкрапленников выявляют, что главными факторами изменчивости их составов являются Ca/Na отношения в расплавах и вариации T° , связанные с периодическим поступлением в приповерхностные камеры высоконагретых новых порций магмы из глубинного питающего источника.

5. Малоглубинный характер кристаллизации, парагенезис фенокристаллов и вариации T° режима определенным образом увязываются с геодинамическими условиями широко проявленного на Гегамском нагорье ареального вулканизма, который характеризуется кратковременной вулканической активностью многочисленных центров извержений, неглубоко залегающих магматических очагов.

6. Соотношения параметров $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{+2})$ во вкрапленниках оливина и валовых составах трахибазальтов, как и высокие Mn/Fe отношения в оливине, указывают, что данные, наиболее примитивные для изученных серий, дифференциаты являются собственно производными глубинного мантийного источника, возможно перidotитового состава. Участие этого источника в процессе генерации субщелочных первичных расплавов предполагает механизм дополнительного обогащения несовместимыми элементами (Рябчиков, 2003). Геохимические аспекты вулканических серий Гегамского нагорья рассмотрены в предыдущих публикациях Р.Т. Джрбашяна и др. (2007) и Г.Х. Навасардяна (2007).

Литература

- Белоусов А.Ф., Кривенко А.П. Магмогенезис вулканических формаций. Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1983, 166 с.
- Взаимосвязь разноглубинного магматизма. / О.Н. Волынец, В.А. Ермаков и др. М.: Наука, 1982, 268 с.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. В кн.: Петрология верхней мантии. Изд. Мир: 1968, 335с.
- Гукасян Ю. Г. Особенности состава сосуществующих пироксенов верхнеплиоцен-четвертичных вулкаников Арагацкого массива. Типоморфизм и парагенезисы минералов Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм ССР, 1987, с.140-170
- Джрбашян Р. Т., Лур Дж., Савов И., Карапетян С. Г., Навасардян Г. Х. Геохимические характеристики позднеколлизийного вулканизма Гегамского нагорья (Армения). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2007, т. LXII, №1, с.16-31.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Изд. Мир, 1965, т.2, 370с.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Изд. Мир, 1966, т.4, 481с.
- Дуденко Л.Н., Центер И. Я., Румянцева Н. А., Марковский Б.А., Порошин Е.Е. Типы трендов и изоморфных замещений в авгитах вулканических ассоциаций. ЗВМО, Вторая серия, 1977, вып. 4, с.403-416.
- Зырянов В.Н., Перчук Л.Л., Йоханнес В. Исследование плавления щелочного оливинового базальта в сухих условиях при давлении до 10 кбар. В. кн.: "Очерки физико-химической петрологии", М.: Изд. "Наука", 1984, вып. XII, с. 64-72.
- Иванов Б. В., Кадик А. А., Максимов А. П. Физико-химические условия кристаллизации андезитов Ключевской группы вулканов (Камчатка). Геохимия, 1978, N8, с. 1139-1156.
- Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: 1965. 247с.
- Карапетян С. Г. Особенности строения и состава

новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Ереван: Изд АН АрмССР, 1972, 196с.

Караханян А. С., Джрбашян Р. Т., Трифонов В.Г., Филип Э. Аракелян С.Р., Авагян А.В., Багдасарян А.Р., Давтян В.Г. Активные вулканы и вулканическая опасность на территории Армянского нагорья и сопредельных областей. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2004, т. LVII, №1, с.3-24.

Навасардян Г. Х. Петрографические и петрохимические особенности позднеколлизийного вулканизма Гегамского нагорья. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2006, т. LIX, №3, с.10-19.

Навасардян Г. Х. Петро-геохимические особенности позднеколлизийных вулканических образований Гегамского нагорья. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол. наук. Ереван: ИГН НАН РА, 2007, 26с.

Навасардян Г. Х., Ширинян К. Г. Петрохимические серии базальтоидов Гегамского вулканического нагорья и некоторые вопросы вулканизма. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2005, т. LVIII, №2, с.9-16.

Остроумова А.С., Станкевич Е. К., Ценгер И.Я., Соболев А. О., Пугинцев А. В. Петрологическое изучение магматических ассоциаций коллизийных обстановок. М.: Роскомнедра, ВСЕГЕИ, Геокарт., 1995, 215 с.

Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976, 286с.

Рябчиков И. Д. Механизмы и условия магмообразования в мантийных плюмах. Петрология, 2003, т.11, №6, с. 548-555.

Саксена С. Термодинамика твердых растворов порообразующих минералов. М.: Изд. "Мир", 1975, 204с.

Фонарев В. И. Некоторые фазовые соотношения в системе FeO-MgO-SiO₂-H₂O-O₂. В кн.: «Очерки физико-химической петрологии». М.: Изд. Наука, 1982, вып. XX, с.179-203.

Ширинян К. Г. Новейший вулканизм и проблема нефтегазоносности Армении. Зап. Арм. отд. ВМО. Вопросы минералогии и петрографии Армянской ССР, 1966, вып. 3, с.34-47.

Ширинян К. Г. О связи петрофизических и петрохимических особенностей новейших вулканических серий Армении с блоковыми структурами. В кн. «Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийско-Гималайской геосинклинальной зоне». М.: Изд. Наука, , 1973, с.127-137.

Ширинян К. Г., Навасардян Г. Х. Систематика и геологические условия проявления позднеколлизийных базальтоидов Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2006, т. LIX, №2, с.27-32.

Johnson M., Ruthenford M. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks. Geology, 1989, V. 17, p.371-391.

Koch-Müller M., Cemic L., Langer K. Experimental and thermodynamic study of Fe-Mg exchange between olivine and orthopyroxene in the system MgO-FeO-SiO₂. European Journal of Mineralogy 4, 1992, p.115-135.

Karapetian S., Jrbashian R., Mnatsakanian A. Late collision rhyolitic volcanism in the north-eastern part of the Armenian Highland. Journ. Volcanol. Geoth. Res., 112 (1-4), 2001, p.189-220.

Keskin M., Pearce J., Mitchell J. Volcano-stratigraphy and geochemistry of collision-related volcanism on the Erzurum-Kars Plateau, North Eastern Turkey. J. Volc. Geotherm. Res., 1998, 85(1-4), p.355-404.

Lindsley D., Anderson D. A two-pyroxene thermometer. 1983, Proc. 13th Lunar, Planet Sci. conf., part 2. J. Geophys. Res. 88, p. 887-906.

Loucks R. A precise olivine - augite Mg - Fe-exchange geothermometer. Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 125. p.140-150.

Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N. M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L. Whittaker, E.J.W., and Youzhi, G. Nomenclature of amphiboles: Report of the Sub-committee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. Mineral. Mag., 1997, v. 61, p. 295-321.

McBirney A. Igneous petrology USA, 2007, 550 p.

Nimis P., Ulmer P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems. Contrib. Mineral. Petrol. 1998, v.133, p.122-135.

Nimis P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems. Contrib. Mineral. Petrol. 1999, v. 135, p. 62-74.

Pearce, J.A., J.F. Bender, S.E. De Long, W.S.F. Kidd, P.J. Low, Y. Guner, F. Saroglu, Y. Yilmaz, S. Moorbath, and J.G. Mitchell. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. J. Volcanol. Geotherm. Res., 1990, 44, 189-229.

Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V., Yaxley G.M., Arndt N.T., Chung Sun-Lin, Danyushevsky L.V., Elliott T., Frey F.A., Garcia M. O., Gurenko A.A., Kamenetsky V. S., Kerr A.C., Krivolutskaya N. A., Matvienkov V.V., Nikogosian I.K., Rocholl A., Sigurdsson I. A., Sushchevskaya N. M., Teklay M..The amount of recycled crust in sources of mantle - derived melts. Science, 2007, v. 316, p. 412-417.

Tormey D., Grove T., Bryan W. Experimental petrology of normal MORB near the Kane Fracture Zone: 22°-25° N, Mid-Atlantic Ridge. Contrib. Miner. Petrol., 1987, v.96, p. 121-139.

Рецензент О.П.Гуюмджян

ԳԵՂԱՄԱ ԲԱՐՉՐԱՎԱՆԴԱԿԻ (ՀԱՅԱՍՏԱՆ) ՆՈՐԱԳՈՒՅՆ ՀՐԱԲԽԱՅԻՆ ՍԵՐԻԱՆԵՐԻ ԱՊԱՐԿԱԶՄՈՂ ՄԻՆԵՐԱԼՆԵՐԸ ԵՎ ՆՐԱՆՑ ԲՅՈՒՐԵՂԱՅՄԱՆ ՖԻԶԻԿԱ-ԲԻՄԻԱԿԱՆ ՀԱՏԿԱՆԻՇՆԵՐԸ

Գ.Խ. Նավասարդյան, Ա.Խ. Մնացականյան, Ի.Սավոլով

Ամփոփում

Ուսումնասիրվել են Գեղամա բարձրավանդակի ստորին-վերին պլիոցենի և նեոպլեյստոցեն-հոլոցենի հասակի հրաբխային սերիաների միներալային ներփակումների քիմիական բաղադրությունների և ներքին կառուցվածքների առանձնահատկությունները: Լավաներում առկա մուգ միներալները հարում են իզոմորֆ շարքի մագնեզիումի բարձր պարունակություն ունեցող տարատեսակներին; պլագիոկլասների բաղադրությունները տառադարձվում են An_{44-9-63.1} սահմաններում: Ընդունված գեոբարոմետրերի հիսան վրա

գնահատված են սուբսոլիդուսի պայամաններում միներալների զուգորդությունների միջֆազային հավասարակշռության T-P հատկանիշները: Ol-CPx (1100-1175°C), OPx-CPx (950-1150°C), Pl-Am (780-820°C): Տարբեր միներալներում առանձնացվել են Mg(Σ Fe) և Ca պարունակությունների համապատասխան տատանումներ: Նկարագրված հրաբխային սերիաներում, հնից դեպի երիտասարդ, նշված տատանումները աճում են ընդհատումներով արտահայտելով ժամանակի ընթացքում հալոցքի բյուրեղացման ջերմաստիճանների բարձրացման փոփոխություններ: $Z_{\text{mag}} = 2,5-4,7 \text{ կրար}$ և $H_2O = 0,5-1\%$ կոնցենտրացիաների համար ստացված մեծությունները հիմնականում բնորոշում են հալոցքի բյուրեղացման փոքր խորություններ: Միներալների բաղադրությունների փոփոխությունները գլխավորապես պայմանավորվում են հալոցքում ջերմաստիճանի և Ca/Na պարունակությունների հարաբերություններով:

PHENOCRYSTS IN LAVAS OF THE RECENT VOLCANIC SERIES OF GEGHAM UPLANDS (ARMENIA) AND PHYSICO-CHEMICAL PARAMETERS OF THEIR CRYSTALLIZATION

G.Kh. Navasardyan, A.Kh. Mnatsakanyan, I. Savov

Abstract

Features of chemical composition and a zone structure of phenocrysts in lavas of lower- upper Pliocene and Neopleistocene-Holocene volcanic series of Gegham uplands are investigated. In all types of the investigated lavas the compositions of phenocrysts of dark-colored minerals belong highmagnesian members, of corresponding isomorphic lines; compositions of plagioclases vary within the limits of $An_{44,9-65,1}$. On the basis of known geothermometers (geobarometers) are estimated O-D parameters of interphase balance of minerals of main paragenesis in the conditions of subsolidation: Ol-CPx (1100-1175°C), OPx-CPx (950-1150°C), Pl-Am (780-820°C). In compositions of minerals the interfaced variations of contents Mg (Σ Fe) and Ca, which from old series to finishing are discretely increase are reflecting rise in temperature of crystallization melts in time. Depth of crystallization remained at a level intermediate shallow depths magma chamber ($P_{\text{total}} = 2,5-4,7 \text{ kbar}$) with concentration of H_2O up to 0,5-1,0 weight. %. Primary factors of variability of composition of phenocrysts are Ca/Na relations in melt and T° , by determined periodic entering more heating portions of magma melt from the deep feeding chamber.