

УДК 552.18

О. П. ГУЮМДЖЯН

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОГО БАРГУШАТА

Третичные интрузивы Западного Баргушата и Мегринского плутона расположены на северо-восточном крутом крыле Ордубадского синклинория, на западном блоке Анкаван-Сюникского глубинного разлома у границы с метаморфизованными отложениями додевонского комплекса [1], терригенно-карбонатными отложениями девона, перми, триаса (?) и мела, окаймляющими зону развития юрского вулканогенно-осадочного комплекса с восточной стороны. Палеогеновые вулканогенные образования эффузивной и гипабиссальной фаций пересекают эту границу и залегают в районах развития юрских и меловых вулканогенно-осадочных и карбонатных толщ (г. Хуступ, бассейн рр. Джрагацидзор, Агандзу и т. д.)¹.

Интрузивы Западного Баргушата изучались В. Н. Котляром, А. Л. Додиним, И. Г. Магакьяном, Т. Ш. Татевосяном, К. А. Карамяном, Г. Б. Межлумяном и другими исследователями. В настоящей статье в очень кратком виде приведены преимущественно новые данные автора по геологии и петрографии интрузивов этой территории с целью определения их формационной принадлежности.

На территории Западного Баргушата плутонические и вулканические процессы особенно сильно проявлены в палеогене, частью в неогене. Палеозойские и мезозойские складчатые структуры многочисленными разрывными нарушениями раздроблены на блоки и интродированы крупными вулканическими и плутоническими интрузивами [6]. Вулканические комплексы палеогена относятся к базальт-андезитовой формации, неогена — к андезит-дацитов, липаритовой и андезито-базальтовой. Из осадочных известна верхнеплиоценовая диатомитовая формация.

Плутонические интрузивы рассматриваемой территории образуют дискордантные тела и являются несколько более поздними по возрасту, чем вулканогенные комплексы эоцена. Они связаны с орогенным этапом развития Армянской тектонической зоны и приурочены к одной из приподнятых ее областей.

¹ По данным автора, нижнемеловые известняки г. Хуступ секутся различными телами вулканитов «нижележащей верхнеюрской» хуступ-чиманской толщи, причем прослеживаются постепенные переходы от них в сторону как хуступ-чиманской, так и багацсарских вулканогенных образований. Возраст вулканитов так называемой верхней пачки (мощностью в 400 м) хуступ-чиманской толщи по крайней мере эоцен. Сходный возраст имеют и вулканиты «сантонской» сраберд-такцарской свиты на северо-восточном склоне Баргушатского хребта.

Группа интрузивов Западного Баргушата представлена как полифазными сложнопостроенными, так и одно- и двухфазными изолированными массивами, контролируемые крупными разломами.

На основе данных, полученных нами в последнее время при картировании и петрографическом изучении плутонических интрузивов Западного Баргушата, изучении их строения, а также с учетом новых данных с разновозрастности двух плутонических комплексов Мегри и Баргушата [2], установлена следующая последовательность формирования плутонитов (табл. 1).

Интрузивы верхнеэоцен-олигоценового комплекса сложены очень пестрым комплексом пород—от ультраосновных до жильных и представлены Сваранцким массивом основных и ультраосновных пород, Арамазским массивом габбро, монцонитов, сиенитов, Гехинским массивом габбро, кварцевых диоритов, гранодиоритов, Лернашенским, Аревисским, Дастакертским массивами гранодиоритов и кварцевых диоритов, Сурбкарским массивом аплитовидных гранодиоритов и гранитов, Ахавнабердским массивом кварцевых микромонцонит-порфиров, Ахлатянским массивом праносиенитов и маленькими телами габброидов и гранитоидов, рассеянных в вулканогенных и карбонатных отложениях. Интрузивы нижнемиоценового комплекса состоят из порфировидных гранодиоритов, адамеллитов и гранитов. Наиболее известными из них являются: Казанличский, Шенатагский, Картский, Салвардский (фиг. 1).

Сваранцкий массив габбро-оливинитов расположен к северо-востоку от г. Арамазд, в бассейнах рр. Агандзу и Караунц. На современном эрозионном срезе состоит из трех крупных блоков.

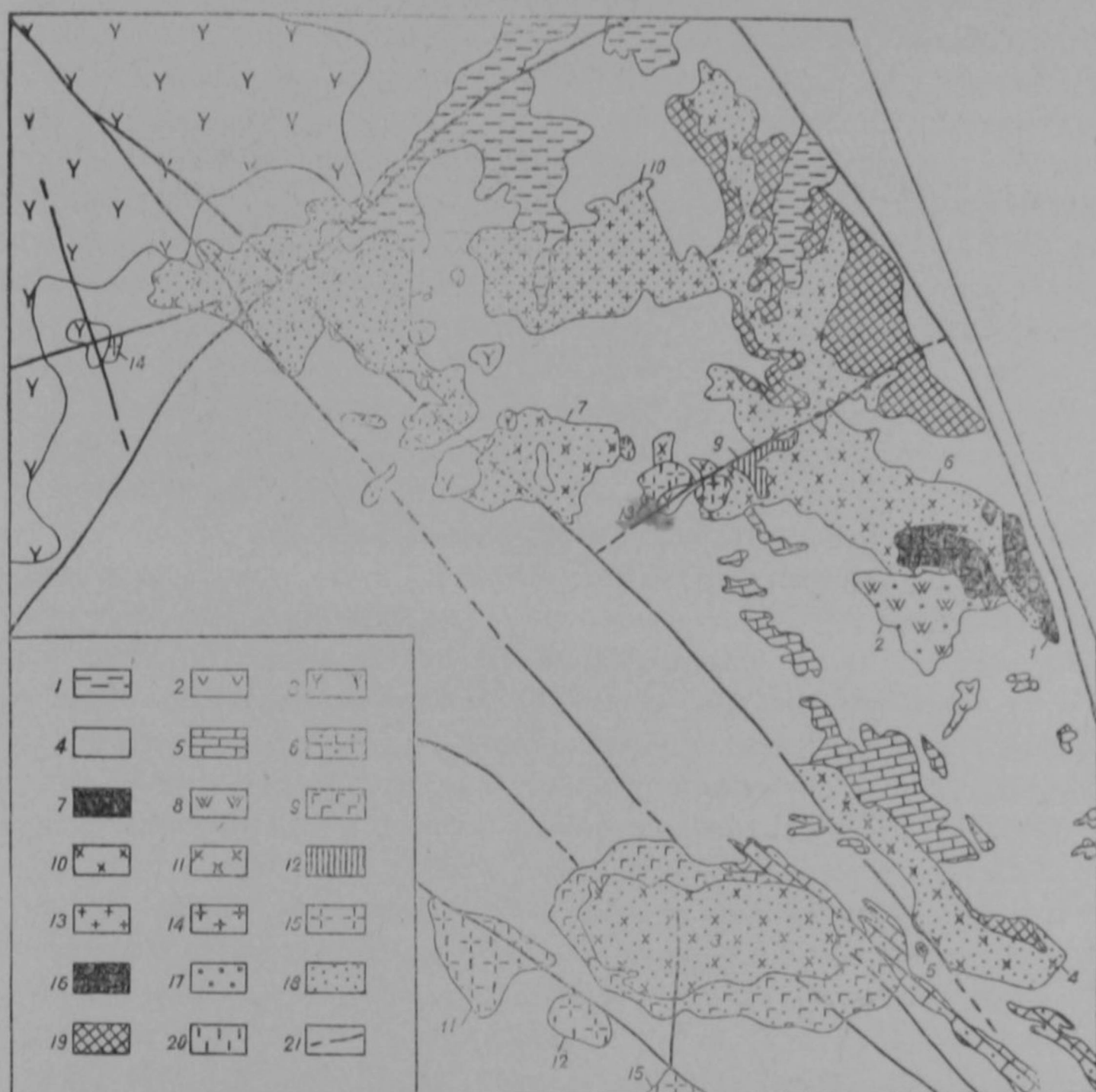
Главные тела Сваранцкого массива (дугообразное и меридиональное) состоят из магнетитовых оливиновых габбро и шлировых магнетитовых оливинитов и троктолитов, редко пироксенитов и перидотитов. Этот массив интродуцирован серией дугообразных и прямолинейных мощных даек магнетитовых оливинитов и троктолитов, а также дайками и небольшими штоками магнетитовых микрогаббро и микротроктолитов. Микрогаббро и микротроктолиты известны исключительно в пределах Сваранцкого массива и везде срезаются габбро-монцонитами и гранитоидами. Дайки и шлиры ультраосновных пород залегают согласно по отношению к контурам и удлинению блоков массива. В западном блоке ультраосновные тела имеют дугообразные формы в плане, выпуклостью, как и блок, обращены к северо-востоку. В восточном блоке дайки и шлиры ультраосновных пород имеют меридиональные простирания согласно вытянутости блока.

Современная форма Сваранцкого массива не соответствует той, которая существовала во время его внедрения. На геологической карте ясно видно, что три блока оливиновых габбро являются отдельными частями единого массива. Между ними по крутым, почти вертикальным, плоскостям внедрены интрузивные породы второй (габбро, монцониты) и третьей (гранодиориты, кварцевые диориты) фаз. Эти плоскости, по которым массив разделен на части, параллельны плоско-параллельным структу-

Таблица 1

Плутонические формации Западного Баргушата

Возраст	Формации	Главные интрузивные формации	Дополнительные интрузивные фазы и субфазы	Основные типы пород главных фаз и контактовых фаций	Название массивов, размеры
Верхний эоцен-эллигоцен	Габбро-оливинитовая—6,25 кв. км, 2,9%	1. Габбро-оливинитовая	1. Магнетитовые оливиниты, м. троктолиты, анортозиты 2. Магнетитовые микротроктолиты 3. Магнетитовые микро-габбро	Магнетитовые оливиновые габбро, м. оливиновые габбро-нориты, фацциальные м. оливиниты и плагиоклазовые оливиниты, м. троктолиты, м. пироксениты и м. перидотиты; эссекситы в контактовых участках с Арамаздским массивом	Сваранцкий — 6,25 кв. км
	Габбро-монцонит-сиенитовая — 7,75 кв. км, 3,5%	2. Габбро-монцонитовая	—	Калишпатовые габбро, габбро-нориты, габбро-монцониты, монцониты, гиперстеновые монцониты, сиениты	Арамаздский — 7,75 кв. км
	Габбро-диорит-гранодиоритовая — 205,75 кв. км, 93,6%	2а. Габбро-диоритовая	—	Габбро, роговообманковые габбро, габбро-нориты; диориты; монцониты в контакте с известняками	Гехинский кольцевой интрузив — 49,75 кв. км
		3. Кварцевый диорит-гранодиоритовая	1. Кварцевые микро-монцонит-порфиры, кварцевые микро-диорит-порфиры 2. Микрограносиенит-порфиры 3. Жильные граниты	Гранодиориты, кв. диориты, кв. роговообманковые монцониты, адамеллиты, кварцевые и бескварцевые монцониты, сиениты, нордмаркиты, меланитовые и арфведсонитовые щелочные сиениты, святоноситы в контакте с известняками	Гехинский (ядро) 20,25 кв. км, Ковшутский—11,75 кв. км, Лернашенский—80 кв. км, Дастакертский—10,5 кв. км, Аревисский—24 кв. км, Сурбкарский—0,01 кв. км, Ахавнабердский—1,13 кв. км
		4. Граносиенитовая	1. Микрограносиенит-порфиры	Граносиениты	Ахлатянский—26,0 кв. км
Нижний миоцен	Гранодиорит-гранитовая	1. Гранит-адамеллитовая	—	Порфировидные адамеллиты и граниты	Шенатагский I—0,70 кв. км
		2. Гранодиорит-адамеллитовая	—	Порфировидные адамеллиты и гранодиориты, гранодиорит-порфиры-контактовые фации	Шенатагский II—2,0 кв. км Казанличский—9,0 кв. км Салвардский—0,30 кв. км



Фиг. 1. Схематическая карта плутонических формаций Западного Баргушата (составил О. П. Гуямджян). Верхний плиоцен. 1. Сисианская диатомитовая свита. 2. Андезито-базальты. Средний плиоцен. 3. Андезиты, андезито-дациты, дациты, липарито-дациты (андезито-дацитовая формация среднего плиоцена). 4. Эоцен-олигоцен. Нерасчлененные вулканогенно-обломочные, терригенные толщи и вулканогенные комплексы эффузивной и гипабиссальной фаций основного—среднего состава (базальт-андезитовая формация), 5. Верхний мел, турон-маастрихт. Глинистые известняки, мергели, тонкозернистые, пелитоморфные, органогенные известняки. 6. Верхняя пермь. Битуминозные известняки. 7. Магнетитовые оливновые габбро, магнетитовые троктолиты и оливиниты. 8. Кальшпатовые габбро, монцониты, сиениты. 9. Габбро, роговообманковые габбро, диориты. 10. Гранодиориты, кварцевые диориты, кварцевые роговообманковые монцониты, адамеллиты. 11. Кварцевые диориты. 12. Кварцевые микромонцонит-порфиры. 13. Граносиениты. 14. Порфировидные адамеллиты и граниты. 15. Порфировидные адамеллиты и гранодиориты. Плутонические формации верхнего эоцен-олигоцена. 16. Габбро-оливинитовая. 17. Габбро-монцонит-сиенитовая. 18. Габбро-диорит-гранодиоритовая. 19. Метасоматические (базифицированные, гранитизированные) породы—горнблендиты, метагаббро, метадиориты, метагранодиориты, кварцевые роговообманковые метамонцониты и метаграносиениты. 20. Гранодиорит-гранитовая формация нижнего миоцена. 21. Разломы, тектонические нарушения. Плутонические массивы: 1. Сваранцкий. 2. Арамаздский. 3. Гехинский. 4. Ковшутский. 5. Сурбкарский. 6. Лернашенский. 7. Дастакертский. 8. Аревисский. 9. Ахавнабердский. 10. Ахлатянский. 11. Казанлический. 12. Картекий. 13. Шенатагский. 14. Салвардский. 15. Вохчинский.

рам и дайкам магнетитовых оливинитов, что свидетельствует о том, что плоскости, по которым опускались блоки оливиновых габбро, легче закладывались параллельно первичной полосчатости.

Можно предположить, что Сваранцкий массив вначале был представлен единым крупным телом дугообразной формы; в дальнейшем он был раздроблен системой концентрических трещин, после чего последовательно опускались блоки оливиновых габбро. Это погружение блоков сопровождалось внедрением габбро-монцонитов («центральное ядро») и кварцевых диоритов (дугообразная полость между двумя блоками оливиновых габбро) в освобождающееся пространство.

К контакту магнетитовых оливиновых габбро меридионального блока и вмещающих основных вулканических пород приурочены мелкозернистые магнетитовые плагиоклаз+пироксен+оливиновые породы, с мозаичной или роговиковой структурами, которые макроскопически иногда не отличаются от микрогаббро. Метасоматические беербахиты (роговики или метасоматические микрогаббро) отличаются от магматических гранобластовыми структурами, хорошо выраженными признаками собирательной перекристаллизации, изменчивыми структурами в пределах шлифа и т. д. Указанные роговики считались закаленной краевой фазией крупнозернистых оливиновых габбро.

В Сваранцком массиве установлены, по крайней мере, четыре фазы внедрения дифференцированных магм: 1) оливиновые габбро, 2) оливиниты и троктолиты, 3) оливиновые микрогаббро, 4) микротроктолиты. Породы габбро-оливинитового комплекса состоят из оливинов форстерит-хризолитового состава, плагиоклазов битовнит-анортитового состава, диопсид-авгитовых пироксенов (реже гиперстена), титаномagnetита в ассоциации с зеленой шпинелью. Характерно высокое содержание титаномagnetита во всех типах пород габбро-оливинитового комплекса, наличие интерстициального кварца (до 1%) в оливиновых габбро-норитах, отсутствие калишпата в основных типах пород и пироксенов в оливинитах, отсутствие каких-либо изменений состава в сторону увеличения железистости в оливинах и пироксенах поздних дифференциатов.

При формировании пород этого комплекса исключительное значение имело парциальное давление кислорода. Выделение главной массы magnetита после оливина, пироксена и почти постоянное отношение Mg/Fe в темноцветных минералах пород серии оливиновое габбро, оливинит, троктолит, оливиновое микрогаббро и микротроктолит свидетельствует о постоянном или повышенном давлении кислорода и о высоких окислительных условиях кристаллизации. Окисление Fe^{2+} в Fe^{3+} делает невозможным вхождение железа в железо-магнезиальные силикаты в возрастающем количестве по мере охлаждения и кристаллизации расплава. Таким образом, формирование богатых magnetитом основных и ультраосновых пород Сваранцкого габбро-оливинитового комплекса обязано повышенному парциальному давлению кислорода в процессе фракционной кристаллизации расплава габбрового состава, но не ассимиляции расплавом вмещающих пород, богатых железом.

Дайки ультрабазитов, магнетитовых микрогаббро и микротроктолитов, аналогично фациальным разновидностям этих пород, генетически связаны с габброидной магмой. Имеющиеся данные не позволяют восстановить реальный механизм фракционирования ультраосновной магмы из габбрового расплава, ее состояние, глубину и место аккумуляции, дальнейшую эволюцию до поднятия в верхние структурные горизонты. Можно лишь констатировать, что кристаллизация ультраосновного расплава была направлена в сторону образования полевошпатовых разновидностей без пироксенов, основных—ультраосновных пород—плагноклазовых оливинитов, троктолитов и анортозитов. Дайки ультрабазитов Сваранцкого массива характеризуются мелкомасштабной полосчатостью, обусловленной чередованием именно этих разновидностей пород.

Арамаздский массив, расположенный на водоразделе Баргушатского хребта, сложен в основном калишпатсодержащими габбро, монцонитами и сиенитами, связанными постепенными переходами, а также небольшими участками микроклинитов. Главные минералы пород массива—плагноклаз, моноклиновый и ромбический пироксен, калинатровый полевошпат. Кроме того в гиперстеновых монцонитах и габбро-норитах присутствуют небольшие количества интерстициального кварца (до 1%). Из аксессуарных встречаются магнетит, апатит, редко сфен.

Для пород массива типично развитие калишпатизации, масштабы которой настолько велики, что окончательное формирование пород габбро-монцонит-сиенитовой серии нельзя рассматривать в отрыве от ее воздействия. Мономинеральные микроклиниты, ассоциирующие с ними сиениты и «щелочные сиениты» [9] приурочены к отдельным выдержанным направлениям и трещинам, от которых переходят в монцониты и габбро. Особенности локализации сиенитов и «щелочных сиенитов» в полях развития габбро и монцонитов позволяют предполагать, что сиенитизация происходила в послемагматическую стадию. Однако этого нельзя утверждать относительно всех монцонитов. Несомненно, большая часть монцонитов и особенно та часть, для локализации которой невозможно показать роль структурного контроля, имеет магматическое происхождение и обязана своим появлением изменению условий щелочного режима в кристаллизующемся расплаве габброидного состава. На это указывает парагенетическая ассоциация пироксен+калишпат+плагноклаз. Синхронные основные породы кольцевого интрузива Гехинского массива характеризуются иными парагенезисами—пироксен+роговая обманка+плагноклаз, роговая обманка+калишпат+плагноклаз, соответствующими более низким уровням щелочности. Эти роговообманковые габбро на контакте с известняками сменяются пироксеновыми габбро и монцонитами (пироксен+калишпат+плагноклаз), где роговая обманка полностью вытесняется пироксеном.

Изучение распределения и взаимоотношений фаций пород Арамаздского массива приводит к заключению, что формирование пород габбро-монцонитовой серии обусловлено не только кристаллизационной диффе-

ренциацией габброидного расплава повышенной щелочности, но и послемагматическим калиевым метасоматозом.

Гехинский центрально-кольцевой массив расположен на северном склоне Пирамзасарского хребта, в бассейне р. Гехи. В плане имеет эллиптическую форму и вытянут в близширотном направлении. В кольцевом интрузиве распространены габбро, двупироксеновые и роговообманковые габбро, диориты, а в приконтактовых фациях с известняками — монцониты. Состав пород ядра кислее — гранодиориты, кварцевые роговообманковые монцониты, адамеллиты и кварцевые диориты. В контакте гранитоидов с известняками появляются кварцевые и бескварцевые монцониты и сиениты. Габброиды кольцевого интрузива секутся небольшими штоками и дайками жильных гранитов, которые заполняют краевые пологие трещины, а также трещины в приконтактовых известняках перми.

Выходы основных пород Гехинского массива не образуют замкнутого кольца, как это представлялось до настоящего времени [9]. Между сс. Чайкенд и Кейфашен к пермским известнякам примыкают породы центрального ядра (гранитоиды), на контакте которых с известняками развиты мощные зоны известняковых скарнов. Вдоль контакта габброидов и монцонитов кольцевого интрузива с известняками скарновые зоны отсутствуют.

В кольцевом интрузиве хорошо выражены плоско-параллельные структуры течения, которые протягиваются непрерывно по всей протяженности внешнего кольца и параллельны крутопадающим внешним стенкам камеры интрузива.

Ковшутский массив находится на южном склоне Баргушатского хребта. Залегает в виде крутопадающей дайки среди карбонатных пород верхнего мела и вулканических пород эоцена. Этот массив, при мощности 1 км, протягивается на 12 км от с. Ковшут на юго-востоке до с. Кюрют на северо-западе. Имеет весьма однородный состав и сложен кварцевыми диоритами и частично гранодиоритами. Более основные породы являются контакто-метасоматическими, гранитизированными базальтами и андезитами и бескварцевыми метадiorитами и метагаббро. В северо-восточной части параллельно контакту дайки между вмещающими гранитизированными вулканическими породами и интрузивными кварцевыми диоритами расположена зона агматитов, мощностью в 0,3—0,5 км. Зона состоит из гранитизированных ксенолитов вмещающих пород, инъецированных кварцевыми диоритами. Предполагается, что магма гранитоидного состава инъецировала в трещину отрыва, причем давление со стороны магмы при внедрении было несущественным, она пассивно реагировала на растяжение заполняемой трещины и устремлялась в сторону низких давлений. На это указывает форма интрузива и ориентировка ксенолитов в зоне агматитов — наиболее широкие плоскости трех- и четырехгранных призм ксенолитов падают в направлении простирания дайки под углом 80—90°, а длинные оси их перпендикулярны к стенкам ее и наклонены в сторону осевой части дайки под углом 20—25°.

Дастакертский массив сложен преимущественно кварцевыми диоритами и в плане имеет эллиптическую форму. Вдоль контактов залегают несколько крупных блоков, которые состоят из пород более ранней интрузивной фазы [7]. Предполагается, что первоначально эти блоки составляли единый интрузив, по-видимому, дугообразной формы; в настоящее время кольцевой интрузив разобщен на блоки, большая часть которых опущена, а освободившееся пространство занято гранитоидами центра интрузива.

Наиболее крупным гранитоидным массивом Западного Баргушата является Лернашенский, расположенный в бассейне р. Шенатаг. Массив в плане имеет, в общем форму разветвленной дайки, вытянутой в северо-западном направлении, на 22 км. Гранитоиды размещены в структурах северо-западного и близширотного простирания. Контакты массива с вмещающими вулканическими породами среднего эоцена резкие, прямолинейные, крутопадающие.

В состав Лернашенского массива входят гранодиориты, кварцевые диориты, адамеллиты и кварцевые роговообманковые монцониты. Предыдущие исследователи [9] к Лернашенскому (или Лернашен-Дарабасскому) массиву относили наряду с гранитоидами, габбро-оливинитовые, габбро-монцонитовые породы, порфиридные гранитоиды и основные породы Дарабасского комплекса, считая их связанными постепенными взаимопереходами. В настоящее время доказана многофазность этого массива и метасоматическое происхождение основных пород контактовых ореолов, в частности, дарабасских габброидов [4].

Ахавнабердский массив кварцевых микромонцонит-порфиров обнаружен и закартирован автором. Повторное картирование массива проведено совместно с С. А. Паланджяном, В. А. Игумновым и М. А. Мовсисяном.

Ахавнабердский массив прослеживается по руслу р. Шенатаг, к западу от с. Лернашен до района зим. Татна. Породы массива слагают борта и дно каньона р. Шенатаг.

Ахавнабердский массив представляет собой крутопадающую разветвленную дайку, длиной 4,0 км и шириной 0,2—0,5 км. Массив состоит преимущественно из кварцевых микромонцонит-порфиров, которые прорывают лернашенские гранитоиды главной фазы, а сами пересекаются последовательно небольшими штокообразными телами микрограносиенит-порфиров и дайками гранит-аплитов. Установлены две генерации дополнительных интрузивов. Породы первой генерации представлены кварцевыми микромонцонит-порфирами, кварцевыми микродиорит-порфирами и микрогранодиорит-порфирами. Эти породы сложены плагиоклазом (андезином), калишпатом, клинопироксеном (нередко гиперстеном), кварцем и позднемагматическим биотитом, роговой обманкой. Микрограносиенит-порфиры второй генерации состоят из калишпата, плагиоклаза, кварца и клинопироксена.

В отличие от гранитоидов главной интрузивной фазы породы дополнительного интрузива (первой генерации) более меланократовые, имеют

более основной состав, отличаются парагенезисом минералов (плагиоклаз+калишпат+пироксен), отвечающим условиям более повышенной щелочности, чем для гранитоидов главной интрузивной фазы (плагиоклаз+калишпат+роговая обманка).

Значительная часть Аревисского массива сложена гранитоидами, а также небольшими участками более ранних габброидов, которые известны в северо-западной краевой зоне. В остальных участках гранитоиды контактируют с вулканогенными образованиями эоцена.

Сурбкарский массив прорывает базальты эоцена и известняки пермского возраста. Характерная особенность массива—интенсивное развитие метасоматических пород. Вмещающие вулканические образования в приконтактных участках гранитизированы в различной степени и превращены в породы интрузивного облика—типа габбро, диорита, гранодиорита, монцонита и т. д. Апофизы гранитоидов, инъецировавшие известняки, превращены в породы щелочного состава—кварцевые и бескварцевые сиениты, нордмаркиты, меланитовые и арфведсонитовые щелочные сиениты, святоноситы. Известняки вблизи контакта интрузива превращены в мраморы и везувияновые скарны [4, 5].

Ахлатянский массив граносиенитов прорывает эоценовые вулканические породы и изолирован от остальных интрузивов, вследствие чего вопрос его относительного возраста остается открытым. Абсолютный возраст массива по граносиенитам главной интрузивной фазы и граносиенит-порфирам дополнительной интрузивной фазы—29 млн. лет¹.

Исследования минерального состава (плагиоклаз, пироксен и калишпат в микрографических срастаниях с кварцем), а также геологическое положение граносиенитового массива среди интрузивов Западного Баргушата позволяют предполагать, что формирование граносиенитов обязано изменениям условий кристаллизации, в частности, повышению щелочности в расплаве гранодиоритового состава, внедрившегося из того же источника, что и более ранние гранитоиды.

К интрузивам нижнемиоценового комплекса относятся Казанличский, Шенатагский и Салвардский массивы порфировидных адамеллитов, гранодиоритов и гранитов, а также многочисленные небольшие тела, распространенные в бассейнах р.р. Шенатаг, Дастакерт и Салвард. Гранитоиды этого комплекса петрографически и химически сходны с соответствующими типами пород Мегринского плутона.

В настоящее время накоплено достаточно много фактического материала для определения формационной принадлежности плутонических комплексов Западного Баргушата. Однако определение их связи с геологическими структурами и особенно со стадиями их развития вызывает затруднения и здесь неизбежны гипотетические построения. Известно, что приуроченность формационных типов к определенным этапам развития тектонических структур не обязательна. Не исключено, что в од-

¹ Определения произведены по калий-аргоновому методу в лаборатории абсолютной геохронологии ИГи АН Армянской ССР (обр. ОГ—1021 и ОГ—1578).

ном этапе развития структуры могут появляться параллельно несколько плутонических комплексов (формаций), причем масштабы проявления их могут быть различными. Поэтому при выделении формации было бы неверным прежде всего исходить из приуроченности их к определенным этапам развития таких структур.

При выделении формации в первую очередь необходимо определить состав и объем магматических комплексов или парагенетических ассоциаций пород. Представляется, что наиболее объективно такие ассоциации можно выделить в составе конкретных интрузивных фаз, а также субфаз и дополнительных интрузивных и жильных фаз раннего этапа, генетическая связь которых с магмой главной фазы несомненна. По признаку интрузивной фазы в нашем случае можно выделить следующие серии пород в верхнеэоценовом плутоническом комплексе (табл. 1): габбро-оливинитовая (первая фаза), габбро-монцонитовая и габбро-диоритовая (вторая фаза), кварцевый диорит-гранодиоритовая (третья фаза) и граносиенитовая (четвертая фаза). Кристаллизация пород каждой из этих серий происходит из расплавов определенного состава. По современным петрологическим представлениям указанные серии пород в целом нельзя считать кристаллизовавшимися из единой магмы—габброидной, гранитоидной или диоритовой. Для объяснения происхождения этой ассоциации пород из одной магмы какого-либо состава, обычно применяются различные варианты гипотезы ассимиляции, посредством которой можно получить желаемые петрографические типы или серии пород. Однако можно предполагать, что верхнеэоценовый плутонический комплекс является продуктом различных стадий развития какого-либо глубинного «магматического очага или ряда очагов, возникших в одинаковой обстановке и более или менее одновременно» [8].

Интрузивы верхнеэоценового комплекса сложены очень пестрым комплексом пород от ультраосновных до кислых. Если исходить из простого парагенетического анализа, то в этом плутоническом комплексе из 220 кв. км общей площади интрузивов 2,9% приходится на магнетитовое оливиновое габбро и ультраосновные дифференциаты, 3,5% на габбро, монцониты и сиениты, 72,5% на породы третьей фазы, т. е. на гранодиориты, кварцевые диориты, адамеллиты, кварцевые роговообманковые монцониты, 9,2% на роговообманковые и пироксен-роговообманковые габбро и 11,9% на граносиениты. Таким образом, на породы габбро-диорит-гранодиорит-граносиенитового состава приходится 93,6%, на породы габбро-оливинитового—2,9% и габбро-монцонит-сиенитового состава—3,5%.

Приведенные количественные соотношения показывают, что набор пород верхнеэоценового комплекса Западного Баргушата вполне укладывается в габбро-диорит-гранодиоритовый формационный тип орогенных зон. Магнетитовые оливиновые габбро и связанные с ними ультраосновные дифференциаты, а также породы габбро-монцонит-сиенитовой серии, исходя из их небольшого относительного развития (2,9 и 3,5% соответственно), следовало бы включить в состав габбро-диорит-гранодиорито-

вой формации. Однако, расчленение этой формации представляется нами более правильным, так как оно выражает существующие реальные соотношения пород различных ассоциаций. Каждая из отмеченных серий пород представлена самостоятельными интрузивами и по своему содержанию отвечает конкретным магматическим комплексам или известным формационным типам.

Анализ геологических, петрографических и петрохимических особенностей позволяет кроме главной лаброд-диорит-гранодиоритовой формации, по которой определяется облик верхнеэоценового магматизма, выделить внутри плейтоцитов верхнеэоценового возраста еще две формации: лаброд-оливинитовую (это одна из разновидностей известной в литературе лаброд-широксенит-диунитовой формации) и лаброд-монзонит-сиенитовую. Эти формации, имеющие второстепенное площадное распространение, обнаруживают коренные различия в химическом и минеральном составе и парagenезисах, отделены друг от друга пространственно и во времени, а в некоторых случаях развиваются параллельно. Для объединения их в одну формацию, следовательно прежде всего доказать происхождение их из единой исходной массы или общего магматического очага. Так как эти вопросы на современном этапе исследования являются проблематичными и не поддаются однозначному решению, мы предпочли охарактеризовать эти формации отдельно и прежде всего петрографически, учитывая, конечно, признаки, позволяющие Ю. А. Кузнецовым, единственно возможным пока остается анализ более конкретной тектонической позиции каждой из этих формаций в палеогеновом этапе развития (верхний эоцен, олигоцен, промежуток времени продолжительностью, примерно, 15—18 млн. лет).

Изменение условий метаморфизма является одним из основных факторов эволюции кристаллизующихся расплавов. При генетическом формировании кристаллизующихся расплавов, в данном случае с лаброд-диорит-гранодиоритовой, процессы ошугачивания расплава нормальной метаморфизмом, выраженные в больших масштабах и довольно длительно, могут настолько отклониться от нормального хода кристаллизации, что совершенно меняются не только качественные, но и количественные соотношения пород, и новый набор пород уже должен характеризоваться другим формационным типом (типом).

В Западном Баргушате наблюдаются многочисленные факты такого повышения метаморфизма в магматическую и послемагматическую стадии становления интрузивов. Такие примеры установлены как в приконтактных участках интрузивов и карбонатных отложений (Сурбарский, Техинский, Лернашеский массивы), так и внутри них вне зависимости от контактов (Армаздинский, Ахлатинский массивы). Эти примеры показывают реальность кристаллизации субметаморфических и метаморфических пород из известково-щелочных масс в камере интрузива при изменении

условий кристаллизации или образования их метасоматическим путем в послемагматическую стадию.

Возможно, дальнейшие детальные исследования позволят установить природу монцонитов и сиенитов—являются ли они дифференциатами габбрового расплава или же ассоциацией пород, образовавшейся при калишпатизации габбро. Обе гипотезы представляются вероятными, так как подтверждаются наблюдавшимися соотношениями пород. Ассоциация калишпата и пироксена в габбро и монцонитах показывает, что габброидная магма, из которой кристаллизовались породы Арамаздского массива, отличалась повышенной щелочностью. Из габброидной магмы Гехинского кольцевого интрузива кристаллизовались, в основном, рогово-обманковые габбро без калишпата. И только в краевых зонах на контакте с известняками появляются калишпатовые (с пироксеном) габбро и монцониты (пироксеновые). Различные пути кристаллизации расплавов сходного первичного состава следует объяснить специфической обстановкой кристаллизации. Эти соображения позволяют нам габбро-монцонит-сиенитовую формацию считать производной от габбро-диорит-гранодиоритовой.

Габбро-дунит-пироксенитовый (в нашем случае габбро-оливинитовый) формационный тип характерен для геоантиклинальных стадий развития подвижных зон и ранних стадий геосинклинального режима [8]. Анализ фактического материала показывает, что Сваранцкий габбро-оливинитовый комплекс по крайней мере моложе отложений среднего эоцена и во времени близко стоит к формациям орогенных стадий подвижных зон—габбро-монцонит-сиенитовой и габбро-диорит-гранодиоритовой. Габбро-оливиниты не обнаруживают генетической связи с вмещающими вулканическими породами базальт-андезитового состава и другими плутоническими формациями региона.

Габбро-оливинитовая формация отличается характерной парагенетической ассоциацией пород—магнетитовые оливиновые габбро, магнетитовые троктолиты и оливиниты, магнетитовые оливиновые микрогаббро и микротроктолиты. Пироксениты здесь фактически отпадают, а вместо дунитов появляются оливиниты; все эти породы резко обогащены титаномagnetитом и содержат шпинель, которая отсутствует в габброидах других формаций. Габбро-оливиниты образуют самостоятельные интрузивные тела наиболее древнего возраста ($42,5 \pm 2,5$ млн. лет¹), имеющие независимое от остальных интрузивов региона геолого-структурное положение.

Согласно Н. П. Хераскову [10], форма и размеры формации имеют меньшее значение при определении формационных типов. Искусственное включение габбро-оливинитов в состав главной габбро-диорит-гранодиоритовой формации излишне осложняет проблему происхождения фор-

¹ Определение произведено по интерстициальному биотиту магнетитовых микротроктолитов (обр. ОГ—1999) в лаборатории абсолютной геохронологии ИГН АН Армянской ССР.

мации в целом. Поэтому при выделении формационных типов следует характеризовать также формации, имеющие второстепенное, но самостоятельное развитие, которые в данном этапе развития региона по каким-то причинам не получили широкого и полного развития. Такие формации указывают на некоторые специфические стороны тектонического развития региона. Если габбро-монцонит-сиенитовая формация в Западном Баргушате имеет второстепенное значение, то в Мегринском комплексе она развита шире и полностью и является главной, характеризующей облик plutонического магматизма этой территории в ранне-орогенной стадии развития [3].

Наличие нескольких plutонических формаций внутри некоторого магматического цикла (в нашем случае палеогенового) не исключено и является естественным явлением, выражающим изменения термодинамического состояния расплава или изменения глубин магмообразования в истории развития области. В ряде случаев вмещающая среда или специфические условия становления магматических комплексов в значительной степени определяют окончательный облик формационных типов региона.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 24.III.1972.

Հ. Պ. ԳՈՒՅՈՒՄԺՅԱՆ

ԱՐԵՎՄՏՅԱՆ ԲԱՐԴՈՒՇԱՏԻ ՄԱԴՄԱՏԻԿ ՊԼՈՒՏՈՆԻԿ ՖՈՐՄԱՅԻԱՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Հոգվածում բերվում են նոր տվյալներ Արևմտյան Բարգուշատի պլուտոնիկ ինտրուզիվների երկրաբանության և պետրոգրաֆիայի մասին: Ցույց է տրվում, որ այս շրջանի վերին էոցեն-օլիգոցենյան հասակի մագմատիկ պլուտոնիկ գոյացումներն անհնար է միավորել մեկ ընդհանուր ֆորմացիոն տիպի մեջ, ինչպես արվում է սովորաբար: Երկրաբանական, պետրոգրաֆիական և պետրոքիմիական բազմաթիվ տվյալները հիմք են տալիս առանձնացնելու երեք ինքնուրույն ֆորմացիա՝ զաբրո-օլիվինիտային, զաբրո-մոնցոնիտ-սիենիտային և զաբրո-դիորիտ-գրանոդիորիտային: Այս վերջին ֆորմացիան ունի լայն զարգացում և հանդիսանում է զլխավորը, որով բնորոշվում է Արևմտյան Բարգուշատի վերին էոցեն-օլիգոցենյան ժամանակաշրջանի պլուտոնիկ մագմատիզմը: Ստորին միոցենի պորֆիրանման գրանիտոիդները պատկանում են գրանոդիորիտ-գրանիտային ֆորմացիոն տիպին:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Белов А. А. Стратиграфия и структура метаморфизованных вулканогенных и осадочных комплексов зоны Анкавано-Зангезурского разлома в юго-восточной Армении. Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. XIV, № 1, 1969.

2. Гукасян Р. Х., Меликсетян Б. М. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования сложного Мегринского плутона. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XVII, № 3—4, 5, 1965.
3. Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л. О магматических формациях альпийского тектоно-магматического цикла (Армянская ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XX, № 4, 1967.
4. Гуюмджян О. П. Образование щелочных метасоматитов на контакте интрузии Сурбкар (Пиркая) Баргушатского хребта. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XVI, № 3, 1963.
5. Гуюмджян О. П. Одновариантные ($p = -1$) трехкомпонентные мультисистемы для метасоматических пород нормально-щелочного и щелочного рядов Баргушатского хребта (Армянская ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XX, № 4, 1967.
6. Гуюмджян О. П. О соотношении вулканогенных и осадочных образований в «псевдо-вулканогенно-осадочных» формациях Баргушатского хребта (Армянская ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXI, № 5, 1968.
7. Карамян К. А. Структура и условия образования Дастакертского медно-молибденового месторождения. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1962.
8. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. «Недра», М., 1964.
9. Тагевосян Т. Ш. Интрузивные породы Баргушатского хребта. «Геология Армянской ССР», т. III, «Петрография». Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1966.
10. Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). Бюлл. МОИП, отд. геологии, т. XXVII, № 5, 1952.