

7. Краснопецева Г. В., Матушкин Б. А., Попов Е. А. Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград-Нахичевань. Известия АН СССР, сер. геол., № 12, 1967.
8. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М. и др. Строение земной коры северо-западной части Армении. Советская геология, № 6, 1973.
9. Назаретян С. Н. Геофизическая характеристика антикавказских глубинных разломов на территории Армянской ССР, Известия АН АрмССР, Науки о Земле, т. XXXIII, № 4, 1980.
10. Оганесян Ш. С. О природе региональных аномалий силы тяжести Араратской котловины. Известия АН АрмССР, сер. геол.-геогр. наук, № 1, 1958.
11. Освальд Ф. История тектонического развития Армянского нагорья. Зап. Кавк. отд. русск. геогр. общ. кн. ХХІХ, вып. 2, 1916.
12. Паффенгольц К. Н. Геология Армении. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1948.
13. Саркисян О. А. Геологическое строение и история тектонического развития Севано-Ширакского синклиория. Автореферат докторской диссертации. Ереван, 1973.
14. Симомян Г. П. Новейшие геологические структуры и сейсмическое районирование Центральной, Юго-Западной Армении. В кн.: Сеймотектоника южных районов СССР, Наука, М., 1978.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 2, 9—20, 1985.

УДК : 552.42.08 : 550.93

Г. П. БАГДАСАРЯН, Б. М. МЕЛИКСЕТАН, Р. Х. ГУКАСЯН

АЛЬПИЙСКИЙ ГНЕЙСО-ГРАНИТНЫЙ КОМПЛЕКС ЗАНГЕЗУРСКОГО ВЫСТУПА ДОАЛЬПИЙСКОГО ФУНДАМЕНТА

Проведенные петролого-геохимические и рубидий-стронциевые радиогеохронологические исследования «древних гранито-гнейсовых» куполов Зангезур-Карадагского выступа доальпийского фундамента позволили надежно датировать малевские гранито-гнейсы как молодые альпийские—эоценовые с изохронным $Rb-Sr$ возрастом $40 \pm 2,2$ млн. лет. Это подтверждают многочисленные кали-аргоновые определения по валовой пробе, калишпату и биотиту.

Малевские гранито-гнейсы в пределах Зангезур-Карадагского выступа доальпийского фундамента обнажаются в южной экзо-эндоконтактовой зоне сложного полиформационного Мегри-Ордубадского плутона, в нижнем течении р. Малев, среди метаморфической толщи, сложенной рассланцованными диабазовыми метавулканитами, габбро-амфиболитами, зелеными сланцами, филлитами, кварцитами и др., часто несущими следы ороговикования и скарнирования.

Вопрос возраста как малевских гранито-гнейсов, так и вмещающей зеленосланцевой метаморфической толщи является дискуссионным [2, 3, 15]. Рассматриваемый гранито-метаморфический комплекс южной Армении по левобережью р. Аракс и вдоль Гиратахского разлома, впервые установленный С. С. Мкртчяном [19], по возрасту был определен как докембрий-нижний палеозой, в том числе и гранито-гнейсы. Позднее А. И. Адамян [3], петрографически детально изучивший малевские граниты, на основании находок галек гранитондов и кварца в подстилающих отложения палеозоя и верхнего девона базальных конгломератах относит их к среднему палеозою.

Позже Р. А. Аракелян [5] и А. Е. Назарян [23], детально изучившие разрез метаморфической толщи, также придерживаясь докембрийско-нижнепалеозойского возраста, коррелировали ее с другими выступами докембрийского фундамента Малого Кавказа и Ирана.

Новые выходы (Пазмаринский—0,8—1 кв. км) древнего—докембрийского фундамента были установлены М. И. Рустамовым [4] в северо-западной части Зангезура, причем набор пород, установленных также в ксенолитах гранитоидных интрузий (амфиболиты, ортогнейсы, метабазиты и др.), близок к разрезу района с. с. Ньюади-Швани-

дзор. Аналогичные блоки метаморфизованных пород, агматитов были установлены в бассейне р. р. Бугакар, Вагравар в центральной части плутона.

По данным А. Т. Асланяна [6], возраст вулканогенно-осадочной толщи и малевских гранито-гнейсов определялся как средне-верхне-палеозойский. Позднее были высказаны представления об их молодом, альпийском возрасте. В частности, Б. М. Меликсетян [16] относил гранито-гнейсы к нижнемеловому возрасту, а позднее Р. Х. Гукасян [15] на основании $K-Ar$ (37—38 млн. лет) и $Rb-Sr$ (по биотиту 36—38 млн. лет) определений, а также учитывая возраст последнего метаморфизма вмещающих метаморфических сланцев (Шишкерт-Нювади-Шванидзор),—к палеогеновому (55—34 млн. лет).

В. А. Агамалян [2], специально-изучивший метаморфические породы Южного Загезура (с. Нювади—коч. Эрнадзор), отмечает «последовательные переходы в неметаморфизованные алевролиты и аргиллиты палеозоя (?)», а усиление степени метаморфизма с приближением к Мегри-Ордубадскому плутону позволяет ему сделать вывод о контактово-метаморфической природе «метаморфической толщи» и склониться к ниже-среднеюрскому возрасту. Наибольший интерес представляют данные, полученные О. П. Гуюмджяном (1965), А. А. Беловым [7, 8], А. А. Габриеляном и др. [10] по анализу состава и фауны конгломератов в основании верхнемеловых карбонатных толщ и структурной позиции метаморфизованных вулканитов Южного Загезура, позволившие отнести их к послебарремскому возрасту.

Исследования, проведенные Б. М. Меликсетяном [23], а также Г. Б. Ходжабагяном и Р. А. Арутюняном на основании крупномасштабных геолого-съёмочных и поисковых работ в юго-восточной части Мегринского плутона, позволили установить полный разрез метаморфического комплекса и проявленного в его пределах габброидного, гранитоидного магматизма в интрузивной, эффузивной и субвулканической фациях [23]. Было показано, что рассматриваемая толща представляет собой очень сложное гетерогенное образование, в основании которого обособляется вулканогенно-осадочная свита, общей мощностью 1200—2000 м, прорванная интрузиями ультрамафитового, мафитового состава, а также дайками диабазов и лампрофиров. К верхней свите относятся кварц-слюдяные, хлорит-мусковитовые, графитизированные сланцы, кварциты, доломиты, общей мощностью 350—500 м. На основании совокупности геолого-структурных, петролого-геохимических данных и перекрывания отложениями перми (р. Вохчи), верхнего, возможно и среднего девона (с. Шишкерт) метаморфическая толща относится к доверхнедевонскому возрасту (венд-нижний палеозой). К выводу о верхнедевонском-кембрийском возрасте метаморфической серии Загезура, представленной филлитами, хлоритовыми сланцами, кварцитами, доломитами, метавулканитами (р-н с. Шишкерт), по факту перекрывания отложениями среднего девона и корреляции с аналогичными образованиями Северного Ирана приходит и А. А. Белов (1981), хотя зеленокаменные рассланцованные вулканогенно-осадочные комплексы района сс. Нювади-Алдара вместе с малевскими гранито-гнейсами он (Белов А. А., 1968, 1969) относит, как и А. А. Габриелян и др. (1972), к мезозою. Следует отметить, что еще ранее В. Г. Грушевой (1941) метаморфизованную толщу отчетливо рассланцованных пород и «диоритовых гнейсов» относил к контактово-метаморфическим образованиям, а возраст датировал верхним мелом. По данным исследователей Ирана, в частности Карадагского блока [18, 20, 24, 25, 26], метаморфические породы, в том числе и гранито-гнейсовые купола малевского типа развиты на значительной площади

(более 1000 кв. км), причем большинство исследователей относит их к древним докембрийским образованиям, а более определенно по корреляции с сериями «зеленых сланцев» и «серией Кохар» с гранитами типа Доран [12, 20], перекрытыми вендскими отложениями,—к верхнему протерозою. Однако целый ряд фактов, в частности эвгеосинклинально-океанический характер вулканогенно-сланцевой метаморфизованной толщи, перекрывание неметаморфизованными субплатформенными отложениями верхнего, среднего девона, а возможно силура-ордовика (по данным бурения—скв. Дагна на глубине 3500 м вскрыла габбро-амфиболиты), позволил [12, 20] высказать мнение, что к северу от зоны многоэосинклинальных отложений венда-нижнего палеозоя от Малого Кавказа, Северного Ирана (г. Хой—Решт—Торган) и Афганистана (г. Герат-Кабул) до западных отрогов Гиндукуша прослеживается бассейн океанического типа. Проведенные в последние годы Ю. С. Перфильевым, Е. Ф. Романько и М. Л. Чальяном [20] исследования метаморфических комплексов Ирана показали, что следующий за гренвилем (1—1,2 млрд. лет) и байкальским (650—680 млн. лет) этап метаморфизма приходится на средний палеозой (300—390 млн. лет) и проявляется он в рифтогенного типа структурах с метаморфизованными в фации зеленых сланцев базальтоидами. В недавней статье авторов на основании $K-Ar$ и $Rb-Sr$ датировок обосновывался вывод о среднепалеозойском возрасте (327 ± 10 млн. лет) метаморфизма в пределах Зангезурского выступа фундамента, что достаточно хорошо согласуется с обзором этапов метаморфизма Ирана, проведенным [20]. Однако, судя по $K-Ar$ омоложенности метаморфической толщи района Ньюади-Алдара (54—52 млн. лет), даек диабазов и лампрофиров (64—69 млн. лет) и тел габбро-амфиболитов (94,5 млн. лет), наиболее поздний этап метаморфизма проявился в альпийское время в связи с внедрением в метаморфизованную толщу крупнейшего сложного Мегри-Ордубадского батолита верхнеэоцено-олигоценного возраста. Следует подчеркнуть, что если калиаргоновые определения метаморфитов варьируют в пределах 20—30 млн. лет (от 37 до 64 млн. лет), то возрастные границы малевских гранито-гнейсов и связанных с ними аллохтонных гранитов, аплитов, пегматитов весьма стабильны, как по валовым пробам всех разновидностей пород: Р. Х. Гукасян [15]—37,5 млн. лет (среднее из 10); Г. С. Ходжабагян [23]—40,5 млн. лет (среднее из 5), так и по биотиту—37,8 млн. лет [15] и калишпату—32,4 млн. лет [15]. Таким образом, имеющиеся $K-Ar$ и $Rb-Sr$ датировки малевских гранито-гнейсов как-будто однозначно определяют время его внедрения как верхнеэоценовое, однако приуроченность к слабometаморфизованной, но более древней по возрасту толще, отчетливая разгнейсованность, приуроченность к экзоконтактной зоне крупного Мегринского плутона, отчетливые петрогеохимические различия выдвигают целый ряд новых вопросов о месте и значении «ультраметаморфогенного» гранитообразования альпийского тектоно-магматического этапа развития региона. С этой целью было предпринято детальное изучение Малевского гранито-гнейсового комплекса.

Малевский гранито-гнейсовый комплекс (6,7 кв. км) в косо-субширотном направлении вытянут на 4,5 км при средней ширине 1,6 км и приурочен к блоку, ограниченному продольными СЗ и поперечными СВ разрывами. Гнейсовидность гранитов ориентирована СВ—70° под углом 65—75°, что совпадает с рассланцованностью вмещающей метаморфической толщи (аз. пад. 50—70°, \angle 60—70°). В эндоконтактной зоне (на дороге с. Алдара) развита довольно широкая (5—10 м) зона инъекционной мигматизации, расширяющаяся с глубиной и по составу

сходная с диоритовыми гнейсами. Характерно наличие в эддоконтактовой зоне ксенолитов амфиболитовых сланцев и рассланцованных метавулканитов без значительных явлений гранитизации. Наблюдения, проведенные в более глубоких горизонтах малевских гранито-гнейсов, вскрытых штольней и скважиной (до глубины 70—100 м), выявили целые пласты и блоки метаморфизованных зеленосланцевых вулканитов (размеры по простиранию до 20—30 м, при мощности 2—3 м), напоминающие базитовые дайки, хотя во всех случаях они были ориентированы согласно с гнейсовидностью гранитов. Анализ элементов первичной гнейсовидности Малевского массива указывает на асимметричную гнейсовокупольную анхнавтохтонную структуру массива, особенно заметную в восточной и ЮВ частях массива, где соотношения с вмещающей рамой резко дискордантные.

В центральной части массива обнажаются небольшие тела равномерно-зернистых аллохтонных анатектических гранитов, обнаруженных также в районе с. Ньювади. В них встречаются ксенолиты вмещающих метавулканитов, с характерным парагенезисом—травяно-зеленой роговой обманкой, плагиноклазом ($N_2 = 32—55$), титаномагнетитом, эпидотом, хлоритом, пренитом. Среди ксенолитов в розовых аляскитовых гранитах содержатся обломки тонкогнейсовидных гранитов с Ро-Би парагенезисом. Характерны отчетливо выраженная катакластическая структура типа гранобластовой, полигенетичность полевых шпатов, зазубренность очертаний минеральных индивидов, деформационные явления (изогнутость биотита, блочность кварца, сдвиги двойниковых полос плагиноклаза и др.). Весьма характерно наличие ксеноморфных блоков мирмекитов и субграфических Кв-Кпш срастаний в гранобластовой матрице и в биотите. На наиболее устойчивый парагенезис малевских гранито-гнейсов— $Kv_{30-27} + Pl_{30-55}^{23-24} + Mi_{8-12}^{46} + Bi_{6-8}^{50} + Po_{3-5}^{60} + Mt_{0.3}$ ¹⁾ накладывается более поздний парагенезис, характерный для поздних аллохтонных гранитов: $Kv_{38} + Or_{29}^{11} + Pl_{33}^{8-10}$, проявляющийся также в аплитах и пегматитах. Характерно наличие пегматоидных кварц-полевошпатовых метасоматических жил с порфиробластами альбита и со слабой сульфидной минерализацией. Все эти данные, в том числе наличие решетчатого микроклина и низкого ортоклаза, наряду с расчетными термодинамическими параметрами гранитообразования ($P_L = 3—5,5$ кбар, $T^\circ = 750—850^\circ$, $P_{H_2O} = 0,5$ кбар; розовые аляскитовые граниты— $T^\circ = 700^\circ$; $P_L = 2—3$ кбар, $P_{H_2O} = 0,5—1$ кбар) указывают на диапироидное неравномерное выжимание гранито-гнейсов в условиях сильного тангенциального сжатия. Наличие резких интрузивных контактов, процессы инъекционной мигматизации и замещения, наличие поздних гранитов свидетельствуют о реоморфическо-интрузивном характере Малевского гранито-гнейсового комплекса, исходным субстратом которого могли явиться древние гранито-гнейсовые купола, либо эффузивы кислого состава. Причем процессы глубинного гранитообразования сопровождались воздыманием гранитизированных блоков и выжиманием флюидизированной мобильной, более низкотемпературной фазы, и могли происходить позже окончательного формирования структуры купола.

Об этом же свидетельствуют исследования контактовой зоны между малевским гранито-гнейсовым телом и рвущими монцодиоритами и монцонитами Мегринского плутона, указывающие на отсутствие каких-либо признаков К-метасоматоза. Наоборот, и по наблюдениям

¹⁾ Вверху индекса минералов даны: № плагиноклаза—Пл; содержание альбитового компонента в Мик (%) и общая железистость (% мол) в Би, Ро; внизу—содержание в %.

А. И. Адамяна [3], монцитониды в зоне контакта приобретают более меланократовый облик, хотя в них возрастает содержание кварца. По химизму гранито-гнейсы малевского типа отличаются довольно низкой известковистостью и щелочностью, высокой железистостью, хотя суммарное содержание железа и незначительная роль магнетита при SiO_2 , равном 71—74%, приближает их к глубинным плутоническим гранитам по диаграмме Д. С. Штейнберга (1968). Вариации содержания щелочей, особенно калия, характерны для реоморфических гранитов, а переходы от натриевых к поздним калиевым гранитам являются характерными как для древних, так и для альпийских гранито-гнейсовых структур. Важно отметить, что при усилении инъекционной мигматизации возрастает роль MgO , CaO и Al_2O_3 с переходом к кварц-диоритовым плагиогранитным гнейсам.

Проведенные геохимические исследования преследовали две цели: во-первых, выяснение вопросов альпийского гранитообразования на фронте подъема глубинных магм, формирующих непрерывные габбро-гранитные серии, во-вторых, окончательное решение вопроса возраста этих гранито-гнейсов, которые традиционно относятся к древним образованиям, как и вмещающие слабометаморфизованные толщи.

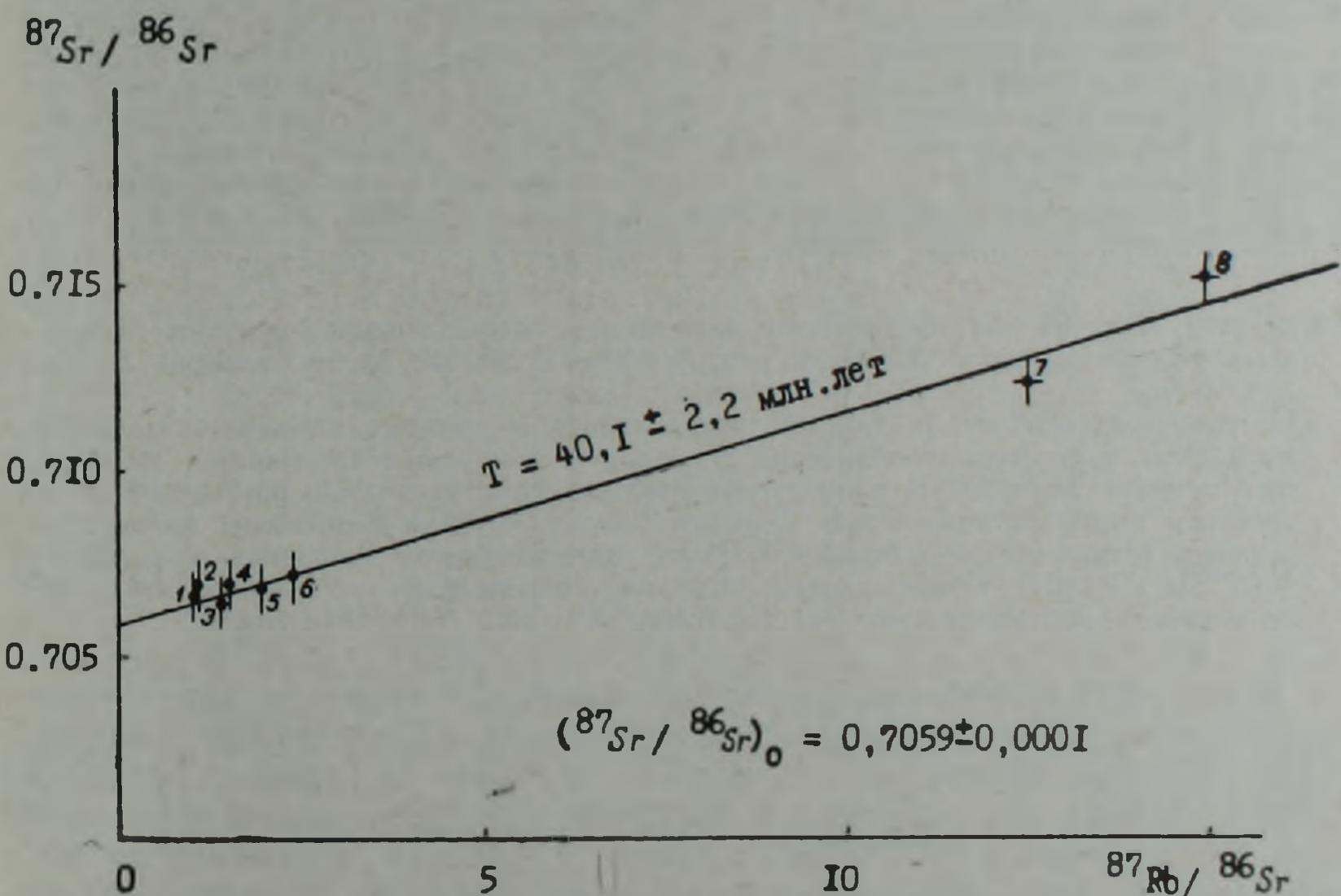


Рис. 1. Rb-Sr изохронная диаграмма валовых проб гранито-гнейсов и жильных пород Малевского комплекса. Номера на диаграмме соответствуют номерам образцов, приведенных в табл. 1.

Изотопно-геохимические исследования проводились Rb—Sr изохронным методом; результаты их приведены в табл. 1 и представлены на диаграмме (рис. 1) в изохронных координатах. Уравнение регрессии установлено простым методом наименьших квадратов. Найденная прямолинейная зависимость соответствует изохронной модели. Вычисленный возраст¹⁾ равен $40,1 \pm 2,2$ млн. лет при первичном отношении $(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}) = 0,7059 \pm 0,0001$. Достоверность полученной изохронной зависимости не вызывает сомнения, так как Rb—Sr изохронный возраст валовых проб, включающих все разновидности гранито-гнейсового

¹⁾ При вычислении возраста использовалась константа распада Rb^{87} , равная $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ год}^{-1}$

комплекса совпадает с $K-Ar$ возрастом по биотиту (табл. 1, № 138 соответствует возрасту $42,1 \pm 1$ млн. лет) и с возрастом, установленным многочисленными определениями (16 опред.) $K-Ar$ методом (37,5—40,5 млн. лет, среднее 39 ± 1). Надежность радиогеохронологических исследований возраста Малевского гранито-гнейсового комплекса прямыми геологическими фактами не доказывается, хотя в базальных конгломератах, подстилающих нижне- и верхнемеловые отложения (с. Шишкерт), встречены обломки тоналитового и плагногранитного состава [10], имеющие большее сходство с юрско-неокомскими интрузивами Кафанского антиклинория.

Таблица 1

Рубидий-стронциевые изотопно-аналитические данные для Малевского гранито-гнейсового комплекса

№ образца	Название	Rb мкг/г	Sr мкг/г	$^{87}Rb/^{86}Sr$ атомные отношение	$^{87}Sr/^{86}Sr$ атомные отношение	% K	K/Rb	Rb/Sr
БМ—5375	Гранито-гнейс	73,17	201,51	1,050	0,7067	2,20	300	0,363
РГ—138	Гранит гнейсовидный	73,20	193,73	1,093	0,7069	2,25	307	0,379
РГ—75	Гранит из внутренних зон	94,52	196,94	1,388	0,7064	3,19	337	0,480
БМ—5619	Гранит гнейсовидный	74,62	141,66	1,524	0,7070	2,74	368	0,527
БМ—2 ^a	Гранит лейкократовый	94,90	142,50	1,926	0,7069	3,15	332	0,666
РГ—140	Розовый аплитовидный гранит	209,60	254,78	2,380	0,7072	6,65	317	0,823
РГ—139	Пегматит-аплит	250,77	58,05	12,496	0,7123	7,09	283	4,320
РГ—137	Пегматит кварц-полевошпатовый	275,13	53,31	14,930	0,7155	8,42	306	5,161
РГ—138	Биотит из гранито-гнейсов	620,0	25,0	71,9	0,749	7,03	113	24,8

Примечание. Для $Rb-Sr$ изохронного датирования использовались крупные образцы пород весом около 0,5 кг, за исключением проб № 2а, вес которой составлял 10 кг.

Содержания стронция и рубидия определялись из разных навесок стандартной методикой изотопного разбавления. Изотопные измерения проводились на масс-спектрометре МИ-1309 в однолучевом режиме со ступенчатой разверткой масс-спектров по магнитному полю. Для всех образцов были выполнены прямые измерения изотопных отношений $^{87}Sr/^{86}Sr$, которые нормализовались к величине $^{86}Sr/^{88}Sr = 0,1194$. Коэффициенты вариации определения отдельных геохронометрических параметров составляют: $^{87}Rb/^{86}Sr$ —2%, $^{87}Sr/^{86}Sr$ —0,1%.

В случае магматической природы малевских гранитов полученный возраст может интерпретироваться как время их внедрения. Однако, более высокое первичное отношение стронция в данных гранитах ($0,7059 \pm 0,0001$) по сравнению с гранитоидами Мегринского плутона и мантийным уровнем ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7040—0,7045$) не исключает их образования за счет иных петрогенетических процессов и отличного исходного субстрата. Такими процессами могли быть наложенный на древние гранито-гнейсы характер К-метасоматоза или процессы ремобилизации последних. В последнем случае, как показывают расчеты, возраст гранито-гнейсов будет также альпийским, во всяком случае не древнее 100 млн. лет, т. е. верхнего мела, при условии замкнутости геохимической системы в региональном плане при процессах повторного плавления.

Следует также отметить, что любые попытки грубой оценки максимального возраста исходных гранито-гнейсов при допущении наложенного щелочного метасоматоза обречены на провал.

Петрогенетическое обсуждение. Как указывалось, Малевский гнейсо-гранитный комплекс, сложенный низкокалиевыми гранитами, аплитовидными розовыми гранитами, образует несколько небольших тел в районе с. Алдара и Ньюади (до 2,2 км) в экзоконтакте Мегри-Орду-

бадского полиформационного батолитового плутона. Наиболее правдоподобным явилось бы объяснение их петрогенезиса процессами активизации древнего фундамента с появлением в экзоконтактовом ореоле инъекционных мигматитов, часто образующих небольшие массивы гнейсовидных гранитов, тем более, что такие явления описаны для экзоконтакта как верхнеэоценового Мегри-Ордубадского плутона, так и других регионов [20]. Однако наличие гранито-гнейсов Малевского комплекса в слабометаморфизованной вулканогенно-осадочной толще доальпийского возраста выдвигает альтернативные модели—происхождение за счет субстрата древних гранито-гнейсовых куполов в высокометаморфизованных толщах, либо за счет палингенеза осадочных и кислых вулканических отложений. Специальное рассмотрение петрогеохимических особенностей Малевского гнейсо-гранитного комплекса было проведено с целью получения однозначного ответа. Выполненные химические анализы состава всех разновидностей пород, включая распределение редких элементов, приведены в табл. 2 и 3.

Таблица 2

Средние химические составы и содержание редких элементов (g/t) Малевского гранито-гнейсового комплекса

Окислы в %	Гранито- гнейс (n=6)		Анатектиче- ский гранит (n=5)		Гранит-ап- лит (n=1)	Элементы	Гранито- гнейс (n=3)	Анатектич. гранит (n=2)	Средний состав (n=5)
	\bar{X}	S	\bar{X}	S					
SiO ₂	71,85	1,5	74,52	1,7	76,0	K %	2,25	3,75	3,0
TiO ₂	0,22	0,11	0,14	0,09	0,12	Li	7,4	16,0	16,0
Al ₂ O ₃	12,78	1,3	13,08	1,4	12,10	Rb	70	130	100
Fe ₂ O ₃	2,16	0,75	1,09	0,4	0,80	Cs	5,0	10	7,5
FeO	1,80	0,56	0,70	0,32	0,47	Sr	200	260	240
MnO	0,13	0,03	0,04	0,02	0,02	Ba	450	400	420
MgO	1,54	2,42	0,57	0,31	0,40	Sn	3,0	3,5	3,2
CaO	3,19	1,14	1,48	0,52	1,36	Mo	3,0	3,4	3,2
Na ₂ O	3,20	1,1	3,47	1,2	3,53	Y	20	30	25
K ₂ O	2,46	0,74	4,37	0,8	4,60	Be	2,0	3,0	2,4
P ₂ O ₅	0,08	0,01	0,09	0,02	0,09	Nb	4,0	5,0	4,5
H ₂ O-	0,12	—	0,08	—	0,12	B	12	8	10
п. п. п.	0,44	—	0,27	—	0,43	U	1,4	4,5	1,8
Сумма	99,96	—	100,0	—	100,05	Th	5,6	26,4	8,0
f	0,73		0,76		0,76	K/Rb	321	288	300
Na+K/Al	0,45		0,60		0,67	Rb/Sr	0,35	0,50	0,42
Na+K/Si	0,08		0,10		0,11	Ba/Rb	6,4	3,5	4,2
Na/K	1,3		0,80		0,77	Th/U	4,0	5,8	4,5

* Химические анализы (12 ан.) выполнены в химической лаборатории ИГи АН АрмССР и УГ АрмССР. Определение редких элементов, количественно-спектральные (ИМГРЭ), пламенно-фотометрические (ИМГРЭ) и радиометрические (ИГЕМ) анализы выполнены по материалам Б. М. Меликсетяна.

Характерны высокое содержание кремнекислоты, низкая известковистость, постоянно высокая железистость, возрастание параметра агапайности и $(Na+K)/Si$ и уменьшение Na/K в ряду гнейсо-гранит→анатектический гранит→гранит-аплит, что свойственно анатектическим гранитам. Об этом же свидетельствуют параметры $Al_2O_3 - (2CaO + Na_2O + K_2O) - f$ по [22] и $\sum Fe - SiO_2$ по [22]. Геохимические параметры, в частности очень высокое отношение Rb/Sr (0,35—0,50), K/Rb (288—321), а также относительные концентрации $Li-Rb$, $K-Rb$ и $K/Rb - Rb$ по соответствующим дискриминатным диаграммам

Соотношение коэффициентов парной корреляции в анхиавтохтонных и аллохтонных фазах Малевского гранито-гнейсового комплекса

Типы гранитов	Si-K	Si-Na	Si-Ca	Si-Mg	K-Na	K-Ca	K-Mg	Mg-Ca	Mg-Na	Mg-K	P-Ca	P-Na	P-K
	Ожидаемая последовательность изменений												
Граниты магматические [1]	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>	>
Граниты гнейсовидные	+29	-67	+35	-19	+69	-37	+21	+56	-15	+21	+62	+35	+60
Граниты анатектические	+47	+45	+31	-66	+82	+57	-67	+49	-63	-67	+63	-83	-47
Малевский гранито-гнейсовый массив	-8	-52	-50	-71	+71	-78	-36	+64	-32	-36	+52	+11	-35

* Значения коэффициентов парной корреляции умножены на 100.

О. Д. Ставрова [21] указывают на принадлежность к гранитам анатектического типа. Отличия от соответствующих по составу гранитов габбро-гранитоидных серий Мегринского плутона особенно разительны по низкому содержанию элементов группы железа ($Ti=8,6$; $Co=5,6$; $V=70$; $Cr=4,2$ г/т), радиоэлементов ($Th/U=4-5,8$) и повышенной роли литофильных элементов, что сближает их с первично ультраметаморфическими гранитами бжнийского типа, а в целом — с коровыми ультраметаморфогенными гранитами по Л. В. Таусону [22].

Статистический анализ и расчет парных коэффициентов корреляции (табл. 3), в отличие от установленной В. В. Груза и И. И. Абрамовичем [1] последовательности изменений г-коэффициентов парной корреляции для магматических гранитов, характеризуется нарушением связей Si с K , Na и K с Mg как в целом для комплекса, (особенно для гнейсовидных), так и в меньшей мере для анатектических гранитов, что связано с явлениями реоморфизма и частично расплавленным состоянием, причем состав легкоплавкого мобилизата близок к составу инъекционных мигматитов и поздних анатектических гранитов. Полигенетичность гранитов малевского типа подчеркивается и ослаблением корреляционных связей, характерных для гранитов магматического генезиса, что связано в первую очередь с неустойчивостью поведения калия, возрастающей в конце процесса реоморфизма, и с предшествующей, более высокой активностью натрия в начальные этапы гранитообразования.

С целью оценки термодинамических условий метаморфизма и гранитообразования в пределах Зангезурского выступа фундамента были выполнены термодинамические расчеты и рассмотрена гранитная диаграмма $K_2O-Al_2O_3-Or-H_2O$ для третичного Малевского комплекса. Как показывают термодинамические расчеты, полученные по петрохимическим данным (11 анализов), глубина зарождения субстрата, подвергшегося плавлению, не превышала 10—15 км ($P_L=3-5,5$ кбар), а глубина раскристаллизации, подъема и внедрения анатектических гранитов — 3—4 км ($P_{H_2O}=0,6-1,5$ кбар при температуре в интервале $T_K=750$, $T_H=950^\circ C$). При этом, если геотермический градиент начала плавления составлял $34^\circ C/км$, то вследствие увеличения теплопотока он достигал $60^\circ/км$, что по [9, 17] превышает значения теплового потока и термального градиента регионального метаморфизма и приближается к значениям плутонометаморфизма и начальным значениям контактового метаморфизма.

Анализ малевских гнейсо-гранитов на тройной диаграмме Кв-Аб-Ор -H₂O показывает величины P_{H_2O} , не превышающие 2 кбар и составляющие интервал 0,5—1,5 (по средним составам) как для плагиогранитов (Аб/Ан=1,0), так и для гранито-гнейсов (Аб/Ан=1,2). Они заметно понижаются в аллохтонных фациях гранитов (Аб/Ан=3,5). Следует отметить совпадение термодинамических параметров, рассчитанных по методу породной геотермобарометрии, вытекающих из анализа гранитной системы для 2 кбар по данным [9]: температурный интервал начала и конца плавления составляет 750—900°C, со смещением котектических составов Кв=36; Аб=52; Ор=12 к эвтектическому расплаву с соотношением Кв:Ор:Аб=38:29:33. Важно подчеркнуть, что флюидный режим плавления по расчетным данным и по составу сосуществующего щелочного полевого шпата Ор₅₅ Аб₄₅ и плагиоклаза Пл₂₀₋₂₄, $T^\circ=720^\circ\text{C}$, а также биотита ($K_D^{Mg}=0,4$) и зеленой роговой обманки ($K_D^{Mg}=0,5$) ($T^\circ=670-700^\circ\text{C}$) составлял 0,6—0,1 P_{Σ} от общего давления, т. е. порядка 0,8—1,6 кбар. С этими маловодными условиями связано присутствие в составе акцессорной части гнейсов граната, клинопироксена и андалузита. Но условия эти определялись также высокой фугитивностью кислорода, что подтверждается наличием магнетита (0,2%), гематита (0,05%), высокой железистостью темноцветных ($f=50-60$ мол%) и высоким отношением $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO})$, превышающим 1—2. Таким образом, образование очага плавления происходило на глубинах порядка 15 км, а диапирондный подъем частично раскристаллизованного гранито-гнейсового массива и кристаллизация мобильной анатектической фазы (15—18% от общей массы) происходили на глубинах 3—4 км, что близко к глубинам формирования габбро-монзонит-сиенитового раннего комплекса.

По существу гранитообразование вероятнее всего происходило за счет регенерации гранито-гнейсов более древнего фундамента на фронте повышенного теплопотока, связанного с подъемом глубинных очагов

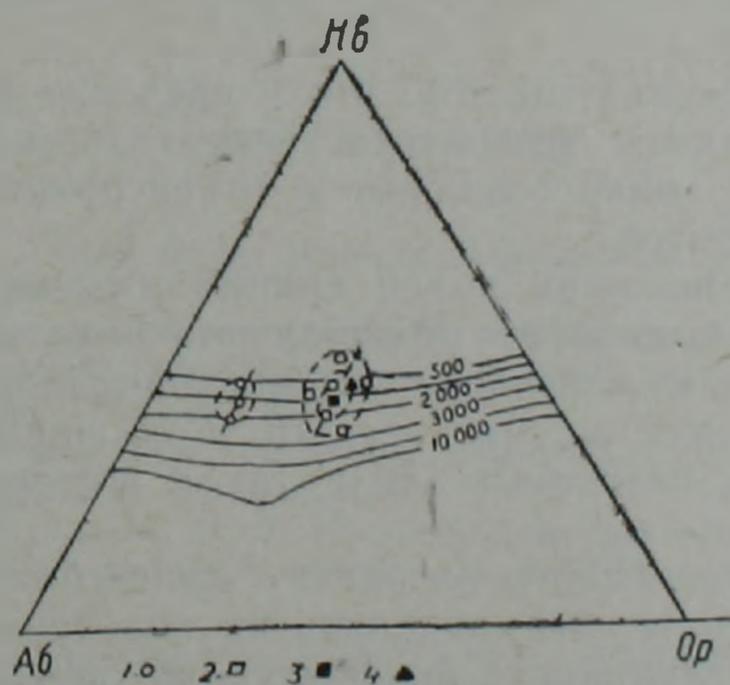
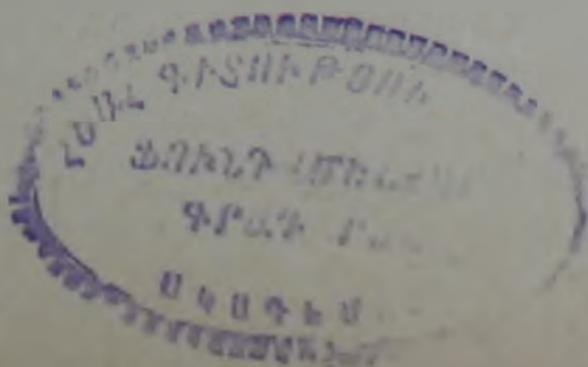


Рис. 2. Диаграмма Кв-Аб-Ор-H₂O для различных давлений воды с ареалами распределения составов гранитов малевского типа. 1. Низкощелочной гранит. 2. Граниты. 3. Анатектические граниты. 4. Средний состав малевских гнейсо-гранитов.



габбро-монзонитовых комплексов плутона, отличающихся высокой температурой (1300—1150°C, по данным сосуществующих минералов и T° гомогенизации расплавных включений), умеренными глубинами (3—5 км) и длительностью кристаллизации порядка 3,5 млн. лет [16], в период мощного сжатия в предверхнеэоценовый этап складчатости [11].

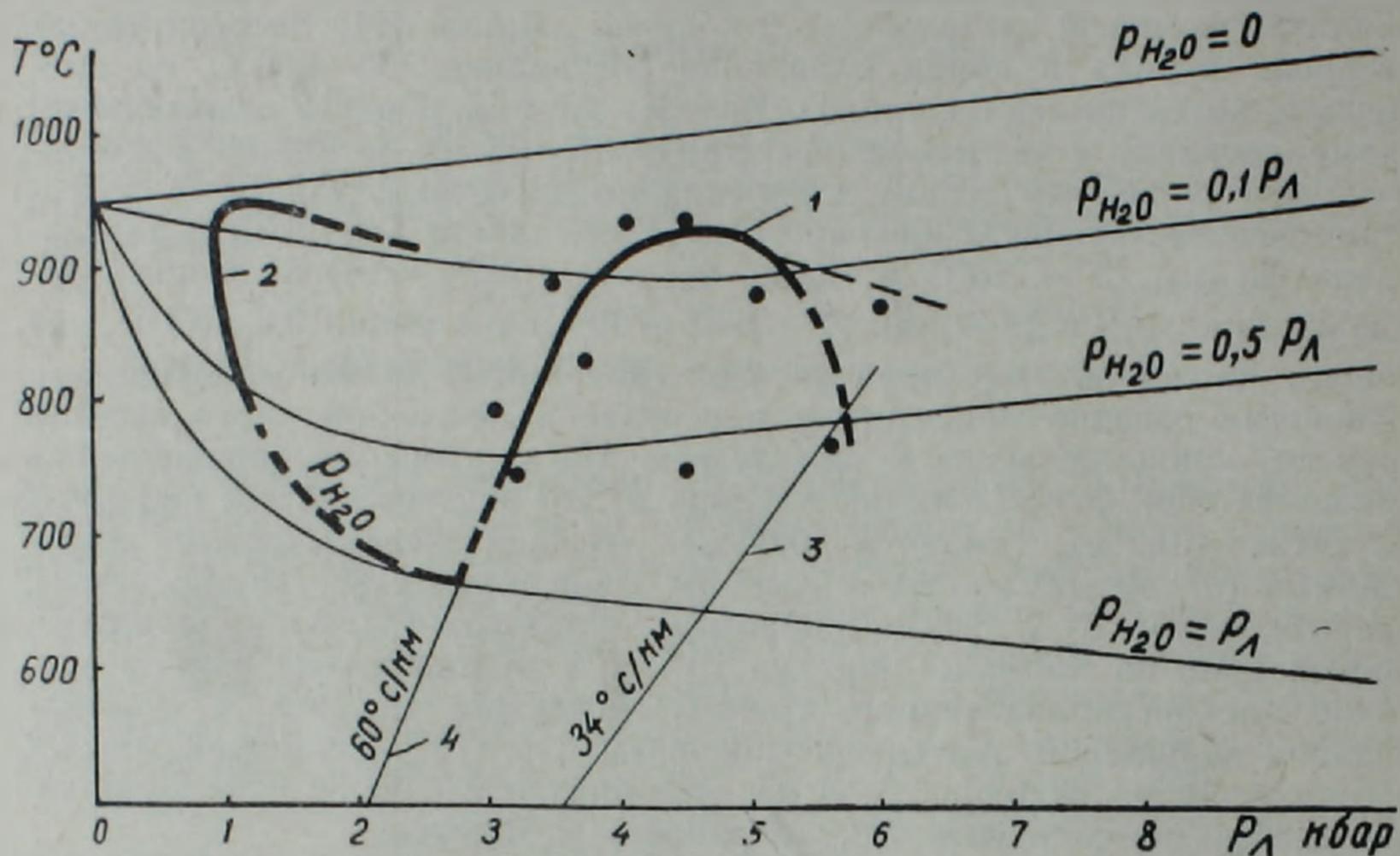


Рис. 3. Условия формирования интрузивно-реоморфических гранитов альпийского типа (Малевский комплекс). Кривая солидуса (1) в зависимости от P и T ; изменение P_{H_2O} (2), а также величины геотермического градиента начала (3) и конца (4) процесса рассчитаны по методу породной геотермобарометрии

В заключение следует отметить, что в пределах сложного Мегринского плутона отмечаются фрагменты гранитизированного доальпийского фундамента [4], микроклиновые и огнейсованные разности лейкогранитов, граносенитов.

Безусловно, опережающая волна гранитообразования при формировании интрузивных комплексов Мегринского плутона играла важную роль при становлении многофазных габбро-гранодиорит-гранитных ассоциаций, как в аспекте магматического и флюидного взаимодействия очагов глубинных базитовых магм, так и коровых очагов гранитной магмы.

Установление альпийского возраста малевских гранито-гнейсов Зангезура позволило нам рассматривать их как термальные купола и зародыши раннего и глубинного фронта гранитообразования при процессах тектоно-магматической активизации жестких блоков древнего гранитно-метаморфического фундамента и подъеме глубинных очагов щелочноземельной магмы.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 4. 09. 1984.

ՄԻՆԶԱԼՊՅԱՆ ՀԻՄՔԻ ԶԱՆԳԵԶՈՒՐԻ ԵԼՈՒՍՏԻ ԱԼՊԻԱԿԱՆ
ԳՆԵՅՍԱ-ԳՐԱՆԻՏԱՅԻՆ ՀԱՄԱԼԻՐԸ

Ա մ փ ո փ ու մ

Մինչալպյան հիմքի Զանգեղուր-Կարադաղի ելքի «հնագույն գրանիտա-գնեյսային» գմբեթների պետրոգրաֆա-գեոքեմիական և ռուբիդիում-ստրոնցիումային երկրաժամանակագրական ուսումնասիրությունների շնորհիվ պարզվել է մալևյան գրանիտա-գնեյսների ալպիական՝ էոցենյան հասակը ($40 \pm 2,2$ մլն. տարի): Նույն հասակը հաստատվում է նաև բազմաթիվ կալիում-արգոնային որոշումներով՝ ըստ համախառն նմուշի, կալիումային շպատի և բիոտիտի տվյալների:

G. P. BAGHDASARIAN, B. M. MELIKSETIAN, R. KH. GHUKASIAN

THE ALPINE GNEISSIC-GRANITIC COMPLEX OF THE
ZANGUEZOR PROMINENCE PRE-ALPINE FOUNDATION

A b s t r a c t

The petrological-geochemical and Rb—Sr radiogeochronological investigations of the pre-Alpine foundation Zangueזור-Karadagh prominence „ancient granitic-gneissic“ domes allow to date the malev granite-gneisses as Alpine ones ($40 \pm 2,2$ mln. years). It is reaffirmed by K—Ar determinations on gross specimen, K-feldspar and biotite.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абрамович И. И., Груза В. В. Фацциально-формационный анализ магматических комплексов, Л., 1972.
2. Агамалян В. А. Древние метаморфические комплексы Армянской ССР и их тектоническое положение. Матер. докл. II регион. петрограф. совещ. по Крыму, Кавказу, Карпатам, Тбилиси, 1973.
3. Адамян А. И. Петрография щелочных пород Мегринского района Армянской ССР. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1956.
4. Азизбеков Ш. А., Рустамов М. И. Новый выход древнего метаморфического комплекса на Малом Кавказе. Известия АН АзССР, серия наук о Земле, № 2, 1968.
5. Аракелян Р. А. Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. Известия АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, № 5—6, 1957.
6. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
7. Белов А. А. Стратиграфия и структура метаморфизованных вулканогенных и осадочных комплексов зоны Анкавано-Зангезурского разлома в ЮВ Армении. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 44, № 1, 1969.
8. Белов А. А. Тектоническое развитие альпийской складчатой области в палеозое. М., Наука, 1981.
9. Беляев Г. М., Рудник В. А. Формационно-генетические типы гранитоидов. М., Наука, 1978.
10. Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П. и др. Новые данные по геологии южного Зангезура. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 4, 1972.
11. Габриелян А. А. Сейсмоструктура Армении. «Луйс», Ереван, 1981.
12. Геология и рудные месторождения среднего Востока, Под ред. М. В. Муратова, М., Недра, 1973.

13. Груза В. В. Геохимические критерии различия магматических пород и ортометасоматитов. Зап. ВМО, т. 99, № 2, 1970.
14. Грушевой В. Т. Интрузивные породы ЮВ части Армянской ССР и восточной части НахАССР. В сб.: Интрузивы Закавказья, Тбилиси, 1941.
15. Гукасян Р. Х. К вопросу о возрасте метаморфических сланцев и «древних гранитов» южной части Армянской ССР. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1966.
16. Гукасян Р. Х., Меликсетян Б. М. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования Мегринского плутона. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 3—4, 1965.
17. Давиденко И. В. Использование петрохимии для восстановления условий магмообразования. В кн.: Вопросы петрохимии, Л., Наука, 1969.
18. Иванов Д. В. Геологический очерк Карадага. В сб.: Карадагские рудные месторождения, М., 1902.
19. Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1958.
20. Перфильев Ю. С., Романько Е. Ф., Чальян М. А. Метаморфические комплексы в структуре Центрального Ирана. Геотектоника, № 6, 1983.
21. Ставров О. К. Геохимия лития, рубидия, цезия. Наука, 1976.
22. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. Наука, 1977.
23. Ходжабагян Г. С., Арутюнян Р. А., Меликсетян Б. М. Особенности геологического строения и магматизма ЮВ части Мегринского плутона. Известия АН АрмССР, Науки о Земле, № 2, 1974.
24. Хумишанзаде А. Этапы докембрийского метаморфизма в Иране. В кн.: Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск, Наука, 1977.
25. Штеклин Дж. Древняя континентальная окраина в Иране. В кн.: Геология континентальных окраин, т. 3, Мир, 1979.
26. Штеклин Дж. Тектоника Ирана. Геотектоника, № 1, 1966.
27. Штейнберг Д. С. Об особенностях химического состава вулканических и плутонических исследований, ДАН СССР, т. 182, № 4, 1968.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 2, 20—28, 1985.

УДК : 552.321.6(479.25)

С. Б. АБОВЯН, Н. С. КОРЧАГИНА

О ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ПОРОД СЕВАНО-АМАСИЙСКОГО И ВЕДИНСКОГО ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ АРМЯНСКОЙ ССР

На основании изучения геологии комплекса пород, составляющих ультрамафитовые массивы, их вещественного состава и петрохимических параметров в Севано-Амасийском и Вединском офиолитовых поясах Армянской ССР установлено преимущественное развитие комплекса пород дунит-перидотитовой и резко подчиненное развитие пород дунит-пироксенитовой формации. Установление формационной принадлежности исследованных ультрамафитических массивов имеет первостепенное значение для выяснения их минерагенической специализации.

Ультрамафитовые и связанные с ними мафитовые интрузивные породы на территории Армянской ССР приурочены к двум узким дугообразным офиолитовым поясам СЗ простирания—Севано-Амасийскому и Вединскому¹). Севано-Амасийский офиолитовый пояс прослеживается вдоль Базумского, Ширакского и, главным образом, Севанского хребтов и характеризуется значительными размерами. Вединский пояс прослеживается в направлении сс. Арташат-Веди-Нахичевань, достигая значительного развития в бассейне р. Веди, и отличается относительно меньшими размерами. Эти парные пояса продолжают на СЗ в Турцию и на ЮВ—в Иран и являются составной частью офиолитов крупной Средиземноморской области, которая в пределах Турции, Кавказа и Ирана представлена Тавро-Кавказской геосинклиналью, расположенной между Русской и Аравийской платформами.

¹) А. Т. Асланяном и М. А. Сатизном [3] выделяется также третий офиолитовый пояс (Зангезурский). В настоящей статье данный пояс не рассматривается.