

УДК 552.321

## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

О ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ КРИТЕРИЯХ ФОРМАЦИОННОГО  
РАСЧЛЕНЕНИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД  
АРМЯНСКОЙ ССР

(По поводу статьи С. Б. Абовяна «К геологии и петрохимии ультраосновных и основных интрузивных пород Базумского и Ширакского хребтов Армянской ССР». Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXII, № 2, 1969)

Как сама статья С. Б. Абовяна, так и ее выводы свидетельствуют о том, что главная цель автора—выяснение вопросов петрогенезиса ультраосновных и основных пород их формационной принадлежности. Вопрос этот, очень важный для правильной оценки потенциальной рудоносности интрузивных комплексов, должен решиться, в первую очередь, на основании детальных геолого-петрографических исследований. Не останавливаясь на рассмотрении строения массивов гипербазитов и габброидов, отметим, что приведенные С. Б. Абовяном доводы—общность геологического залегания, общие особенности структуры пород—отнюдь не доказывают генетической взаимосвязи ультраосновных пород и габброидов. Что касается постепенных взаимопереходов ультраосновных и основных пород Амасия—Севано-Акеринского офиолитового пояса, можно отметить, что наши исследования показали наличие таких переходов лишь от троктолитов и лейкократовых габбро к полевошпатовым, гроссулярсодержащим (и фациально связанным с ними бесполевошпатовым) перидотитам—верлитам и пироксенитам-диопсидитам, являющимися дифференциатами габброидной магмы, тогда как взаимоотношения габброидов с более древними дунит-гарцбургитовыми массивами во всех случаях фазовые.

При рассмотрении петрохимических особенностей ультраосновных пород С. Б. Абовян применяет метод Н. Д. Соболева, допуская при этом ряд неточностей. Имеются ошибки в расчете некоторых петрохимических параметров (в частности, в ряде случаев величины  $M/F$  для одних и тех же анализов в табл. 1 и 4 разные и, в целом, несколько занижены относительно истинных величин). Однако, наиболее существенной ошибкой С. Б. Абовяна является попытка петрогенетического анализа ультраосновных пород на основании рассмотрения интервалов величин петрохимических параметров для всей совокупности этих пород, независимо от их номенклатуры и геологического положения. Между тем известно [14], что величины главных петрохимических параметров для дунитов и перидотитов, с одной стороны, и пироксенитов—с другой, в одних и тех же формационных типах различны; для гипербазитового типа определяющими являются петрохимические особенности главных разновидностей—перидотитов и дунитов. Рассмотрение химизма ультраосновных пород Базумского и Ширакского хребтов с этих позиций (по анализам табл. 1 [1], с использованием трех анализов В. М. Амаряна [2]— №№ 3, 6, 9) позволяет выявить следующие главные особенности их петрохимии:

1. Величина параметра «b» для перидотитов и дунитов варьирует в пределах 54—66, при этом в более 80% случаев величина «b» равна 59—66, с четким максимумом в 60—62; эти данные свидетельствуют в пользу однородности, слабой дифференциации ультраосновного материала, что характерно для гипербазитового формационного типа. Следует отметить, что каждая из главных разновидностей ультраосновных пород (дуниты, перидотиты, пироксениты), независимо от принадлежности к какой-либо генетической группе, характеризуется близкими величинами петрохимических параметров «b» и «2с» [14], это обстоятельство не позволяет определять формационную принадлежность пород по величинам указанных параметров, что пытается делать С. Б. Абовян.

2. Величина параметра «2с», отражающая виртуальное количество хромшпинелидов, для дунитов и пироксенитов варьирует в пределах 1,2—4,9 и не превышает величин, характерных для гипермагбазитов [14], в которых рассматриваемая величина (названная С. Б. Абовяном параметром «с») никогда не «близка к нулю». Неясно, каким образом повышение рассматриваемого параметра может быть связано со вторичным карбонатом, как это утверждает С. Б. Абовян?

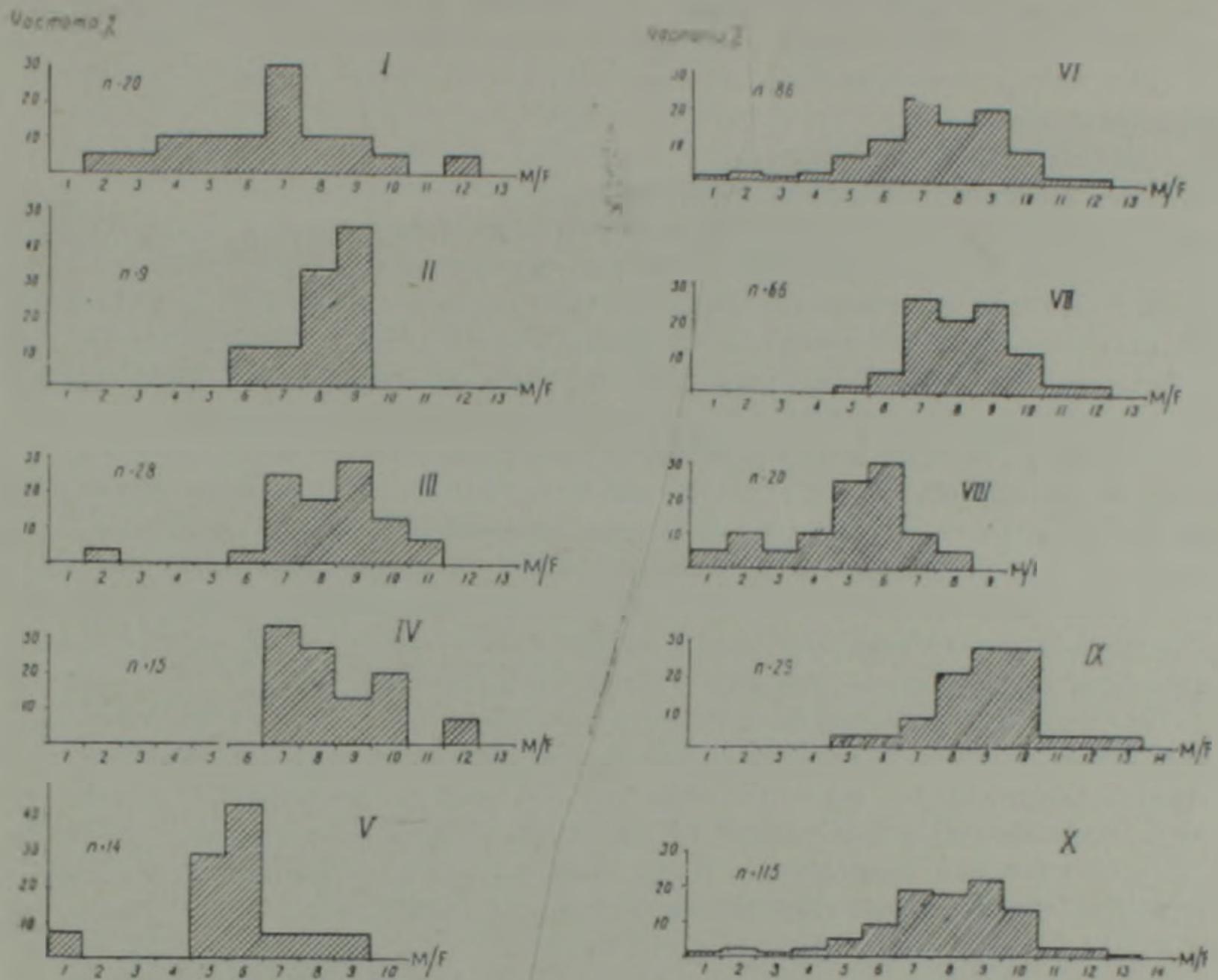
3. Содержание СаО в двух анализах дунитов (№№ 1630, 1606) аномально велико, что отражается в очень высоких количествах виртуального диопсида (10,2% и 19,8%, табл. 4) и связано, несомненно, с наложенными явлениями. В большинстве анализов перидотитов содержание СаО ниже 2% (лишь в одном случае оно составляет 6,10%) и не является аномальным для пород гипербазитового формационного типа. Известно, что содержание СаО в перидотитах этой формации (альпинотипных перидотитах) может колебаться в некоторых пределах, вплоть до образования в стельных случаях и качестве ведущей фации лерцолитов [18]. Рассматриваемые же перидотиты, согласно приведенным С. Б. Абовяном анализам, в большинстве случаев относятся к гарцбургитам, содержащим менее 10% нормативного диопсида. В отдельных анализах перидотитов Алтае-Саянской области содержание СаО достигает 2—3% [13], хотя среднее для всех гипербазитовых поясов этого региона ниже 1%. Для гарцбургитов Урала содержание СаО колеблется от следов до 4,5% [8]. Если рассмотреть Амасия-Севано-Акеринский пояс в целом, то нетрудно убедиться, что содержания СаО в перидотитах гипербазитового комплекса низкие: для Азербайджанской ССР 0,1—0,4% [3], для Каранман-Зодского массива 0,99% (10 анализов) [11], для Джил-Сатанахачского—1,15% (6 анализов), для Шоржинского—0,33% (6 анализов). В противоположность этому, перидотиты габброндной магмы отчетливо обогащены кальцием (перидотиты Кясаманского массива в среднем содержат 5,11% СаО).

4. В большинстве анализов перидотитов содержание  $Al_2O_3$  порядка 1,5—2% и в среднем составляет 1,84% и, таким образом, близко к таковому для гипербазитов Алтае-Саянской области—1,5% [12]. Гарцбургиты Урала содержат в среднем 2,06%  $Al_2O_3$  [8]. По данным Г. Хесса [17], породы ультрамафической магмы различных регионов содержат в среднем 0,95—2,55%  $Al_2O_3$ . Эти данные показывают, что перидотиты Бакумского и Ширакского хребтов по содержанию глинозема аналогичны гипербазитам других регионов.

5. Среднее содержание  $TiO_2=0,06\%$  вовсе не является «повышенным», оно вполне сопоставимо с содержанием титана в перидотитах гипербазитовой формации Алтае-Саянской области ( $TiO_2=0,09\%$ ) [12], а также других регионов. То же самое справедливо для щелочей, содержания  $Na_2O$  в пределах сотых-первых десятых долей процента и  $K_2O$  в пределах сотых долей процента указывается для перидотитов и дунитов гипербазитовой формации самых разных регионов [17], в том числе и Алтае-Саянской области [12]. Также незначительны содержания щелочей в перидотитах и дунитах габбро-пироксенит-дунитовой формации [4, 7]. Следует отметить, что определения щелочей в полных силикатных анализах ультраосновных пород малопригодны для геохимических целей, поскольку они даны несколько завышенными (будучи на грани чувствительности методики определения) или часто вообще не указываются. Точные определения показывают, что содержания натрия в альпинотипных гипербазитах в среднем 0,004% (интервал 0,001—0,019%), калия 0,0034% (интервал 0,001—0,031%) [16]. В нашем распоряжении имеются определения калия высокочувствительными методами, согласно которым содержание рассматриваемого элемента в ультраосновных породах Амасия—Севано-Акеринского пояса 0,003—0,007% и лишь в отдельных случаях достигает 0,02%.

6. Величины магнезиальности (параметр M/F) в рассматриваемых породах распределены следующим образом: дуниты (6 анализов)—6,7—9,7, в среднем 8,1; перидотиты (8 анализов)—4,4—12,1, в среднем 7,2 (лишь в трех случаях величина M/F ниже семи); пироксениты (5 анализов)—2,4—7,1, в среднем 4,7. Таким образом, подавляющая часть проанализированных дунитов и перидотитов относится к гипермагбазитам, пироксениты же, как и следовало ожидать, обладают пониженной магнезиальностью, поскольку

главная часть их формируется одновременно или несколько позже габброидов и является их дериватом. Несомненно, что в анализах перидотитов представлены также разновидности, относящиеся к дифференциатам габброидной магмы, подтверждением чего служит присутствие в рассматриваемом районе полевошпатовых перидотитов. Ультраосновные породы габброидного комплекса Армянской ССР обладают величиной  $M/F$  в пределах 1—8 с четким максимумом при 5—6 (фиг. 1—V, VIII). Как показывают гистограммы



Фиг. 1. Гистограммы величин магнезиальности ультраосновных пород Амасия-Севано-Акеринского пояса. I. Массивы Ширакского и Базумского хребтов, II. Шоржинский массив; III. Джил-Сатанахачский массив, IV. Карайман-Зодский массив, V. Джанахмедский и Кысаманский габброидные массивы, VI. Все массивы территории Армянской ССР, VII. Породы гипербазитового комплекса Армянской ССР, VIII. Ультраосновные породы габброидного комплекса Армянской ССР; IX. Ультраосновные породы Азербайджанской ССР; X. Породы Амасия-Севано-Акеринского пояса в целом.

фиг. 1, подавляющее большинство ультраосновных пород не только Базумского и Ширакского хребтов, но и всего Амасия-Севано-Акеринского офиолитового пояса характеризуются высокими величинами  $M/F$  и относятся к гипермагбазитам, причем ультраосновные породы, достоверно относящиеся к комплексу габброидов, обладают в целом пониженной магнезиальностью. При этом совершенно ясно, что определения величины магнезиальности по отдельным анализам ультраосновных пород еще не являются достаточным основанием для окончательного определения формационной принадлежности комплекса ультраосновных пород [17, 13, 10]; оно возможно лишь при сочетании детальных петрохимических и геолого-петрографических исследований.

В свете приведенных данных становится совершенно ясной необоснованность утверждения С. Б. Абовина о том, что «судя по величине этого отношения ( $M/F$ ), большинство описываемых пород также относится к продуктам дифференциации основной

магмы». В конце же статьи С. Б. Абовян, вступая в явное противоречие с ранее сказанным, заявляет, что отношение магния к железу «не может служить критерием для распознавания генетического типа ультраосновных пород подвижных областей». Причиной такого вывода является неправильная трактовка характера распределения величин магnezиальности и их петрогенетического значения. Величина параметра  $M/F$  никак не зависит от неоднородности минерального состава пород и, тем более от неравномерного распределения акцессорных минералов (кстати, магнетит является вторичным минералом и образуется в процессе изохимической серпентинизации). Магnezиальность ультраосновных пород отражает состав главных породообразующих минералов—оливинов и пироксенов, слагающих более 95% объема пород, и поэтому является наилучшим петрохимическим параметром для бесполовошпатовых разностей. При этом нужно иметь в виду, что вероятность ошибки единичных анализов велика в связи с возможностью попадания в анализируемый материал образцов, взятых из коры выветривания, в которых резко искажаются пропорции между магнием и железом [9]. Поэтому для петрогенетических выводов совершенно необходима статистическая обработка по возможности большего числа данных; именно этим путем шли ведущие исследователи петрохимии ультраосновных пород [17, 14, 13 и др.], которые исходили из величины магnezиальности как важнейшего петрохимического параметра.

Ошибочно утверждение С. Б. Абовяна о том, что ультраосновные производные габбро-пироксенит-дунитовой формации по величине  $M/F$  не отличаются от пород гипербазитовой формации, в действительности, как показано в работах Г. Хесса, О. А. Воробьевой, Д. С. Штейнберга, И. А. Малахова, А. А. Ефимова и других исследователей повышенная магnezиальность характерна для дунитов платиноносных комплексов, которые многими авторами относятся к производным ультраосновной магмы, тогда как перидотиты и пироксениты обладают пониженной величиной  $M/F$ .

Перечисленные особенности химизма показывают, что подавляющее большинство дунитов и перидотитов Базумского и Ширакского хребтов относятся к гипербазитовому (дунит-гарцбургитовому) формационному типу. Об этом же свидетельствует рассчитанный С. Б. Абовяном средний состав ультраосновных пород, соответствующий гарцбургиту с нормативным содержанием 68,4% оливина, 21,6% ромбического пироксена и 10% клинопироксена с величиной параметра  $M/F = 7,2$  (табл. 1).

Таблица 1

Нормативный минеральный состав (1, 2) и параметры по И. Д. Соболеву (3) «средних» составов пород Базумского и Памбакского хребтов (по данным С. Б. Абовяна [1], табл. 3)

		1	2		3
pl	il	1,4	0,8	2c	7,2
	ml	2,7	5,5	s	37,7
	or	1,1	0,6	b	60,0
	ab	14,0	8,2	x	10,0
	an	35,4	37,2	y	21,6
	c	—	3,1	z	68,4
dl	wo	10,9	—	h	50,6
	en	6,9	—	M/F	7,2
	fs	3,3	—		
hy	en	5,5	6,1		
	fs	2,6	0,9		
ol	fo	10,5	33,0		
	fa	5,7	4,6		

1) средняя основная порода; 2) первичный состав магмы; 3) средняя ультраосновная порода.

Вызывает недоумение «средняя основная порода», соответствующая по составу оливиновому габбро с 16,2% нормативного оливина (табл. 1); между тем, согласно С. Б. Абовяну, из 7 анализов габбро и габброноритов, использованных в расчете, только один относится к оливиновой разновидности; кроме того, указанным автором при расчете «средней основной породы» привлечено 15% анализов габбро-диоритов.

Наконец, заслуживает рассмотрения «первичный состав магмы», предлагаемый С. Б. Абовяном. Этот состав является плодом лишь арифметических действий и не имеет петрогенетического значения, ибо представляет собой результат сложения составов пород, относящихся к самостоятельным формационным типам—гипербазитовому и габброидному. В результате получен состав, соответствующий троктолиту (табл. 1), а не «меланократовому оливиновому габбро», как это утверждает С. Б. Абовян. Между тем общеизвестно, что первичных магм троктолитового состава не существует, а сами троктолиты являются фациями габброидных (чаще всего габбро-норитовых) комплексов. Следует отметить, что расчет исходного вещества гипербазитов и габброидов, произведенный по меньшей мере для всех массивов Амасия-Севано-Акеринского пояса, мог бы представлять определенный интерес с точки зрения оценки возможного состава верхней мантии. Такой расчет, произведенный для Урала [15], Южной Сибири [6], дал состав, близкий к пиролиту. Что касается гипербазитов и габброидов Базумского и Ширакского хребтов, то они вместе с вмещающей рамой представляют собой горстовые поднятия и блоки, перемещенные в образования более молодых структурных ярусов [5], т. е. являются случайными фрагментами и не могут дать представления ни о составе верхней мантии, ни о гипотетической «первичной» магме.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

Поступила 18.V.1970.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Абовян С. Б. К геологии и петрохимии ультраосновных и основных интрузивных пород Базумского и Ширакского хребтов Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР. Науки о Земле, т. XXII, № 2, 1969.
2. Амарян В. М. Амасийский габбро-перидотитовый массив. Тр. Упр. геол. и охраны недр, № 2, Ереван, 1959.
3. Баба-Заде В. М., Малютин Р. С. Химический состав хромшпинелидов в связи с петрохимическими особенностями вмещающих ультраосновных пород офиолитовой формации Азербайджана. Уч. зап. Азерб. ун-та, сер. геол.-геогр., № 6, 1966.
4. Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. Тр. ИГЕМ, вып. 65, 1962.
5. Габриелян А. А., Адамян А. И., Акопян В. Т., Арзуманян С. К., Вегунн А. Т., Саркисян О. А., Симонян Г. П. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. Изд. «Митк», Ереван, 1968.
6. Глазунов О. М. и др. Ультраосновные породы складчатого обрамления юга Сибирской платформы как возможные индикаторы состава верхней мантии. Матер. IV Всес. петр. совещ. Баку, 1969.
7. Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Кытлымский платиноносный массив. Матер. по геол. и пол. ископ. Урала, вып. 13. Изд. «Недра», 1967.
8. Малахов И. А. Петрохимия ультрабазитов Урала. Тр. Ин-та геол. УФАИ СССР, вып. 79, 1966.
9. Методические указания по пересчету химических анализов ультраосновных пород ВИМС, М., 1969.
10. Паланджян С. А. Некоторые данные о петрохимических особенностях ультраосновных пород Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР. Науки о Земле, т. XIX, № 1—2, 1966.

11. Палаванджян С. А. Петрографические типы ультраосновных пород юго-восточной части Севанского хребта и их геохимические особенности. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXI, № 6, 1969.
12. Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпийские гипербазиты юга Сибири. Изд. «Наука», 1966.
13. Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. И. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд. АН СССР, 1958.
14. Соболев Н. Д. К петрохимии ультраосновных горных пород. Геохимия, № 8, 1959.
15. Соболев С. Ф. Состав базит-гипербазитовой магмы зоны Главного разлома Урала. Матер. IV Всес. петр. совещ., Баку, 1969.
16. Hamilton W., Mountjoy W. Alkali content of alpine ultramafic rocks. Geochim. et Cosmochim. Acta, vol. 29, № 6, 1965.
17. Hess H. H. A primary peridotite magma. Amer. J. Sci., vol. 35, № 209, 1938.
18. Peters T. Mineralogie und Petrographie des Totalpserpentins bei Davos. Schweiz. Min. und Petrogr. Mitteilungen, Band 43, H. 2, 1963.