

С. Б. ЛБОВЯН

## К ГЕОЛОГИИ И ПЕТРОХИМИИ УЛЬТРАОСНОВНЫХ И ОСНОВНЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД БАЗУМСКОГО И ШИРАКСКОГО ХРЕБТОВ АРМЯНСКОЙ ССР

Ультраосновные и основные интрузивные породы на территории Армянской ССР образуют два дугообразных пояса—Севано-Амасийский и Вединский (Приараксинский).

Севано-Амасийский пояс начинается у с. Амасия к северу от гор. Леникан и протягивается в ЮВ направлении в виде прерывистой полосы вдоль Базумского и Ширакского хребтов, переходя дальше на СВ побережье оз. Севан, прослеживается вдоль Арегунийского и Севанского хребтов и далее в бассейнах рр. Тертер и Акера (Азерб. ССР).

Вединский пояс характеризуется большим количеством массивов, но меньшими их размерами и прослеживается также в виде полосы в ЮВ направлении в сторону сс. Арташат, Веди и Нахичевань. Оба пояса продолжаются в Иран (на ЮВ) и в Турцию (на СЗ) и примыкают, таким образом, к обширной Средиземноморской провинции ультраосновных и основных пород (Малая Азия, Балканы, Альпы).

В статье рассматриваются геологические и петрохимические особенности ультраосновных и основных пород СЗ части Севано-Амасийского пояса, приуроченных к Базумскому и Ширакскому хребтам\*. К ним относятся: Мумухан-Красарский габбро-перидотитовый массив, Катнахпюр-Карахачская группа габбро-перидотитовых массивов, Желто- и Чернореченские габбро-перидотитовые тела, Кармракарский габбро-перидотитовый массив и Овуни-Полутлинская группа габбро-диоритовых массивов.

В тектоническом отношении массивы ультраосновных и основных пород описываемого района входят в Армянскую складчатую зону, слагающую СЗ часть Севанской интрагеосинклинальной зоны (К. Н. Паффенгольц, 1959). Последняя с севера граничит с Сомхето-Карабахской полого-складчатой зоной, характеризующейся широтным простиранием складчатых структур. Граница между указанными зонами проходит по глубинному разлому, который, начиная с юры, разделял две зоны с различно развивающимися структурами.

Большинство массивов приурочено к сводовым частям главных, реже второстепенных, антиклинальных складок Базумского и Ширакского хребтов. Часто в этом же направлении вытянуты длинные оси массивов. Секущее положение массивов по отношению к зоне интенсивно смятых

---

\* Первое петрографическое описание исследованных массивов дано Т. А. Аревшатыан и Т. Ш. Татевосяном (1950), а разведка месторождений, связанных с этими массивами, велась Н. А. Батуриным, И. В. Баркановым, Н. А. Тараяном, В. М. Амаряном, А. Ш. Матевосяном (1965) и В. К. Акопяном и др.

складчатых структур указывает на пассивное поднятие магмы вдоль трещин-разрывов, следовавшее за складкообразованием.

**Мумухан-Красарский массив** внедрен в изоклиналную антиклинальную структуру СВ простирания с падением на СЗ, сложенную сенонскими и эоценовыми вулканогенно-осадочными породами. Площадь массива около 25 кв. км, причем вытянут он в СВ направлении согласно с указанной структурой. Массив сложен в центральной части габбро, а в краевых частях—ультраосновными породами, среди которых преобладают перидотиты. Дуниты имеют незначительное развитие среди перидотитов и представлены отдельными линзо- и шширообразными телами, ориентированными в СВ направлении. Пироксениты образуют редкие шширо- и дайкообразные тела. Основные породы представлены габбро, габбро-норитами, роговообманковыми и оливниновыми габбро, троктолитами, реже кварцевыми диоритами и плагиогранитами, связанными между собой постепенными переходами. С другой стороны, троктолиты и оливниновые габбро также постепенными переходами связаны с перидотитами. Кроме того, наблюдаются относительно крупные дайкообразные тела габбро-диабазов и габбро-амфиболитов более поздней фазы, секущие как основные, так и ультраосновные породы массива. Пегматонидные разности основных пород представлены габбро-пегматитами. Вдоль южной границы массива с вмещающими известняками развиты листвениты.

**Катнахпюр-Карахачская группа массивов** приурочена к северному крылу шширотной антиклинальной складки, сложенной известняками и туфогенными породами нижнего мела. В эту группу входят два относительно крупных массива, площадью от 1,5 до 6 кв. км, и ряд мелких дайкообразных тел субширотного простирания. Ультраосновные и основные породы представлены примерно в равных количествах, причем в относительно крупных массивах основные породы слагают северные их части. Среди ультраосновных пород наибольшим развитием пользуются перидотиты, реже пироксениты и дуниты, среди основных пород—габбро, габбро-диориты и диориты. Встречаются также более поздние тела габбро-пегматитов. В тех случаях, когда ультраосновные породы контактируют с известняками, между ними наблюдаются листвениты.

**Желто- и Чернореченская группа дайкообразных тел** приурочена к тектонической сбросовой трещине субширотного простирания, приведшей в соприкосновение меловые и эоценовые породы. Всякие бока указанных тел сложены известняками мела, лежащие—вулканогенными породами эоцена. В бассейне р. Черной дайкообразные тела прорывают вулканогенную желтореченскую свиту нижнего и среднего эоцена и местами альбские известняки чах-чахской свиты. Тела простираются с небольшими перерывами на 16 км при мощности от 3 до 400 м. Сложены они перидотитами, реже дунитами, пироксенитами и габбро с участками габбро-пегматитов. Вдоль южной границы ультраосновных пород с известняками развита полоса лиственитов.

**Кармракарский массив** прорывает ядро изоклиналной антикли-

нальной складки, образуемой песчано-глинистыми и известковыми отложениями турона-коньяка. Площадь массива около 1 кв. км. Он вытянут согласно с вмещающими породами в СВ направлении и сложен габбро-норитами, полевошпатовыми и другими перидотитами. Среди последних наблюдаются шлироподобные участки дунитов. Пегматоидные разновидности ультраосновных пород представлены пироксенитами, а основных—габбро-пегматитами. В юго-западной части массива, вдоль границы с известняками, развиты листвениты. Перидотиты разного состава связаны между собой постепенными переходами. С габбро-норитами они имеют резкие контакты, причем взаимоотношения между ними позволяют считать их близкими по времени образования, с небольшим отставанием внедрения габбро-норитов.

Овуни-Полутлинская группа массивов приурочена к северному крылу антиклинальной складки Ширакского хребта, сложенной известняками и песчаниками среднего эоцена. В эту группу входят десять массивов, площадью от 0,03 до 3,7 кв. км, расположенных между сс. Овуни и Полутли. Все массивы сложены однотипными габбро-диоритами, местами переходящими на небольших участках в диориты. Особенности их петрографического состава: однородность, отсутствие типичных габбро и переходов в троктолиты или оливиновые габбро, показывают, что они генетически не связаны с породами габбро-перидотитовой формации.

Необходимо отметить, что среди перидотитов всех массивов наибольшим развитием пользуются лерцолиты и гарцбургиты, реже верлиты. Вторичные изменения выражены серпентинизацией, хлоритизацией, карбонатизацией, сосюритизацией и реже пренитизацией.

Описываемые массивы, как видно из вышесказанного, прорывают отложения от турона-коньяка до среднего эоцена включительно, на основании чего возраст их определяется как верхний эоцен.

Для петрографической характеристики ультраосновных и основных пород мы располагали 31 химическим анализом (табл. 1 и 2). Химические особенности пород в целом отражены на диаграмме А. Н. Заварицкого (1950) (фиг. 1). Для ультраосновных пород использовано также графическое изображение их составов по методу Н. Д. Соболева (1959) (табл. 4).

Среди описываемых пород, образующих естественную ассоциацию, выделяется следующий ряд разновидностей: дуниты, перидотиты, пироксениты, троктолиты, оливиновые габбро, габбро и габбро-нориты с анортозитами, габбро-пегматитами и габбро-диабазами, затем габбро-диориты, кварцевые диориты и плагиограниты.

Из приведенного описания массивов видно, что генетическая связь этого ряда доказывается общностью их геологического залегания, наличием переходов одной петрографической разновидности в другую, а также общими особенностями структуры пород.

Подсчеты показывают, что состав первичной магмы, дифференциация которой обусловила указанное разнообразие пород соответствует составу меланократового оливинового габбро (табл. 3), что получено из

Таблица 1

Породы	Номера проб	Окислы в весовых %													Сумма	М/Ф	Аналитик
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O	п.п.п.			
Дуниты	1001	37,15	сл.	1,85	3,41	5,74	сл.	43,16	сл.	0,20	0,21	—	0,29	7,44	99,45	8,6	В. О. Пароникян А. А. Петросян Р. Г. Мелоян
	787	39,00	0,04	0,75	8,00	1,76	0,11	36,15	0,63	0,42	н/обн.	0,26	0,80	12,60	100,52	7,0	
	1630	32,43	0,02	2,47	8,12	1,73	0,09	34,23	2,15	0,28	0,09	0,58	2,97	15,22	100,38	6,3	
	1606	33,53	сл.	3,30	5,16	1,76	0,07	33,64	4,32	0,04	0,02	0,54	0,95	16,70	99,88	6,0	
Средний		35,53	0,015	2,09	6,17	2,71	0,07	36,79	1,77	0,26	0,08	0,34	1,25	12,99	100,06	7,7	—
Перидотиты	1610	39,54	сл.	1,69	6,39	2,63	0,13	35,56	1,21	0,23	0,06	0,24	0,26	12,26	100,20	7,3	Р. Г. Мелоян М. Н. Туманян А. А. Петросян Р. Г. Мелоян А. А. Петросян Г. М. Джрбашян
	825	37,30	0,10	1,77	9,01	4,01	0,28	36,09	сл.	0,02	сл.	—	0,57	11,22	100,38	5,1	
	812	40,35	0,09	3,87	5,52	3,36	0,11	28,45	6,10	0,23	н/обн.	0,24	0,40	11,40	100,12	5,7	
	1611	40,29	сл.	2,20	6,64	3,25	0,03	37,29	1,90	0,11	0,04	0,25	0,65	8,19	100,84	7,0	
	1438	39,32	0,35	1,21	2,33	3,29	0,12	36,50	2,88	0,13	0,08	0,20	0,60	13,20	100,21	11,9	
	166/88	36,72	—	нет	7,34	3,43	—	39,35	1,28	—	0,40	—	—	1,40	100,62	6,8	
501/406	37,00	0,02	2,13	9,11	—	0,23	37,00	1,76	—	0,13	—	—	—	13,40	100,68	8,4	
Средний		38,65	0,08	1,84	6,62	2,88	0,09	35,75	2,16	0,16	0,05	0,13	0,55	10,05	100,44	7,4	—
П.П.*	843	36,72	0,06	1,50	10,06	9,02	0,11	32,30	2,68	0,09	0,02	—	0,33	7,07	99,96	3,1	А. А. Петросян
Пироксениты	1685	49,74	0,11	5,64	3,12	4,73	0,06	23,38	5,43	0,38	0,11	0,46	1,25	6,22	99,68	5,0	Р. Г. Мелоян А. А. Петросян : :
	1608	48,37	0,12	6,34	5,15	7,54	0,15	16,32	12,29	0,46	0,14	0,34	1,12	2,32	100,66	2,0	
	858	48,44	0,09	3,11	4,42	6,16	0,13	21,95	12,15	0,20	0,05	—	н/обн.	3,46	100,16	3,6	
	844	49,19	0,18	5,68	2,34	5,62	0,10	19,70	16,45	0,29	0,03	0,31	н/обн.	0,68	100,57	4,0	
	167/169	50,52	0,02	5,83	0,35	3,82	—	17,29	20,07	нет	—	—	0,18	1,80	99,88	6,3	
Средний		49,25	0,10	5,32	3,08	3,57	0,09	19,73	13,28	0,27	0,07	0,22	0,51	2,70	100,19	4,2	—

\* П. п.—полевошпатовый перидотит.

Пробы 1001, 1606, 1610, 1611, 166/88, 501/406, 1608, 167/69 отобраны из Мумухан-Касарского массива; 843, 850, 844—из Кармракарского массива; 787, 812 — из Катнахпюр-Карахачской группы массивов; 1630, 825, 1438, 1685—из Желто- и Чернореченских дайкообразных тел; 166/88, 501/406 и 167/69 заимствованы у Т. Ш. Тагевосяна.

Породы	Номера проб	Окислы в весовых %												Сумма	Аналитик
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	п.п.п.		
Трохтолит	1006	42,15	сл.	18,88	1,52	3,50	сл.	16,61	10,62	1,20	0,17	0,16	4,30	99,41	В. Пароникян
Габбро оливниовое	379	43,21	0,22	13,78	1,79	8,33	0,15	19,16	9,84	1,45	0,03	—	2,00	99,96	Г. А. Мартиросян
Габбро	993	46,52	1,27	11,68	0,81	7,91	сл.	7,25	13,27	1,80	0,21	0,20	3,64	99,56	В. Пароникян
"	37/2	45,98	0,88	15,17	1,08	7,32	0,12	11,08	9,36	2,90	0,14	—	6,33	100,36	Н. П. Атоян
"	324	44,12	0,86	16,78	2,29	9,70	0,14	8,64	12,88	1,40	0,47	—	3,34	100,62	"
"	30/2	46,13	0,65	13,68	1,08	9,12	0,04	8,98	17,15	0,82	0,14	—	2,19	99,98	"
"	3/2	42,85	1,90	12,52	3,10	13,58	0,35	11,25	7,70	2,15	0,08	—	3,81	99,29	Г. А. Мартиросян
Средний		45,12	1,11	14,97	1,67	9,53	0,13	9,44	12,07	1,81	0,21	0,04	3,86	99,98	—
Габбро.норит	845	41,52	1,27	16,68	0,81	7,91	сл.	7,25	13,27	1,80	0,21	0,20	3,64	99,56	А. А. Петросян
Анортозит	566	45,02	сл.	31,78	0,84	1,15	сл.	0,86	16,90	1,25	0,10	—	2,20	100,10	А. П. Атоян
Габбро-пегматит	58/2	44,82	сл.	25,83	0,96	3,08	0,06	6,78	10,48	1,80	0,34	—	6,08	100,21	Г. А. Мартиросян
Габбро-диорит	804	50,38	0,09	15,11	2,02	4,48	0,13	9,03	14,88	н/обн.	н/обн.	н/обн.	4,24	100,36	А. А. Петросян
"	253	50,82	0,78	14,95	2,44	8,29	0,18	7,99	8,17	3,02	0,36	—	2,92	99,92	А. П. Атоян
Средний		50,60	0,43	14,03	2,23	6,39	0,16	8,51	11,53	1,51	0,18	—	3,58	100,21	—
Плагиогранит	22/2	76,04	0,30	13,74	0,20	1,07	сл.	0,73	2,98	4,70	0,14	—	0,36	100,26	Г. А. Мартиросян
"	44/2	70,19	0,44	13,08	2,82	1,80	0,07	1,33	3,05	5,06	0,21	—	2,01	100,05	"
Средний		73,12	0,37	13,41	1,51	1,42	0,03	1,03	3,01	4,88	0,18	—	1,19	100,16	—

Пробы 1006, 379, 993, 37/2, 324, 30/2, 3/2, 566, 582, 253, 22/2, 44/2—отобраны из Мумухан-Красарского массива; 845—из Кармракарского массива; 804—из Катнахпюр-Карахачской группы массивов; 379, 37/2, 324, 30/2, 566, 58/2, 253, 22/2, 44/2 заимствованы у А. Ш. Матевосяна.

Таблица 3\*

Породы	Компоненты в %												Сумма
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	п.п.п.	
Средняя ультраосновная порода	38,67	0,08	1,93	6,52	2,88	0,09	35,49	2,37	0,22	0,05	0,58	11,39	100,27
Средняя основная порода	45,85	0,74	15,58	1,80	8,20	0,13	10,76	12,07	1,58	0,16	0,03	3,14	100,04
Первичный состав магмы	42,61	0,44	9,44	3,92	5,81	0,11	21,89	7,72	0,97	0,11	0,28	6,84	100,14

\* Средняя ультраосновная порода получена из 4 анализов дунита, 7 анализов перидотита и 5 анализов пироксенита, с учетом следующего их примерного количественного распространения: дунитов — 6%, перидотитов — 92% и пироксенитов — 2%. Средняя основная порода получена из 7 анализов габбро и габбро-норитов, 2 анализов плагиогранита и по 1 анализу троктолита, анортозита и габбро-пегматита и 2 анализам габбро-диоритов с учетом следующего их примерного количественного распространения: габбро и габбро-норитов — 80%, троктолитов — 2,5%, анортозитов — 1,5%, плагиогранитов и габбро-пегматитов по 0,5% и габбро-диоритов — 15%. Состав первичной магмы получен из расчета 45% ультраосновных и 55% основных пород.

расчета 45% ультраосновных и 55% основных пород, отражающих площадное их распространение в описываемых массивах.

Петрохимические особенности позволяют отнести исследованные породы к образованиям нормального известково-щелочного ряда. В ходе дифференциации состав пород меняется от ненасыщенных кремнеземом меланократовых разностей (табл. 1, анализы дунитов) до пересыщенных кремнеземом лейкократовых разностей (табл. 2, анализы плагиогранитов). При этом выявляются следующие характерные особенности:

а) резкое преобладание натрия над калием и постепенное увеличение количества щелочей к конечным членам дифференциации при пониженной общей щелочности;

б) постепенное увеличение полевошпатової извести от близких к нулю значений для голомеланократовых, до 14,5—в лейкократовых разностях;

в) довольно резкое снижение содержания магния при переходе от голомеланократовых к лейкократовым разностям при сравнительно малом уменьшении содержания железа с одновременным увеличением отношения железа к магнию;

г) постепенное увеличение содержания кальция и отношения кальция к магнию.

Сравнивая средние составы наших пород со средними составами соответствующих типов пород по Дэли можно заметить следующее:

Среднее содержание кремнезема в дунитах, перидотитах, пироксенитах и габбро несколько ниже, а в плагиогранитах выше, чем среднее содержание кремнезема в соответствующих средних типах по Дэли.

Среднее содержание  $MgO$  в дунитах, перидотитах и пироксенитах ниже, а в габбро выше, чем среднее содержание  $MgO$  в средних типах по Дэли.

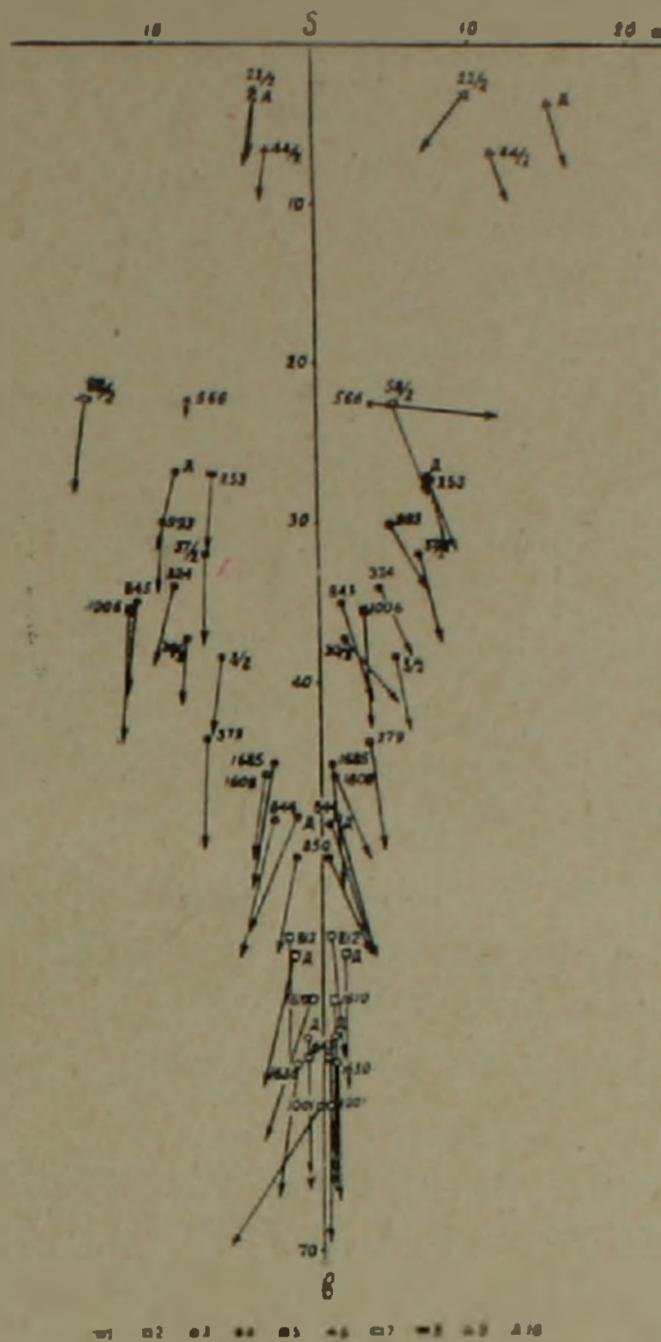
Из детального рассмотрения обеих векторных диаграмм (фиг. 1, 2) видно следующее:

а) крайние значения параметра «в» для ультраосновных пород укладываются в интервале от 48 до 63 и в одном случае доходят до 66, что примерно соответствует значениям этого параметра для производных базальтоидных магм района Печенги и др. (Г. В. Пинус и др., 1958) и свидетельствует о высокой степени дифференциации магмы (от дунитов до пироксенитов), причем главная масса ультраосновных пород представлена перидотитами типа лерцолитов и гарцбургитов, а верлиты имеют подчиненное значение;

б) фигуративные точки на грани  $S_b$  размещены более или менее равномерно, что указывает на последовательную и постепенную смену состава пород от ультраосновных к более кислым в полном соответствии с геологическими фактами, тогда как для производных гипербазитовой магмы по Г. В. Пинусу и др. (1958) характерно кучное расположение точек в интервале 61—66 для параметра «в», указывающее на слабую дифференциацию магмы гарцбургитового состава;

в) постоянное присутствие щелочей и довольно высокие значения

параметра «а» отличают их от производных перидотитовой магмы, где параметр «а» имеет нулевое или близкое к нулю значение (Г. В. Пинус и др., 1958);



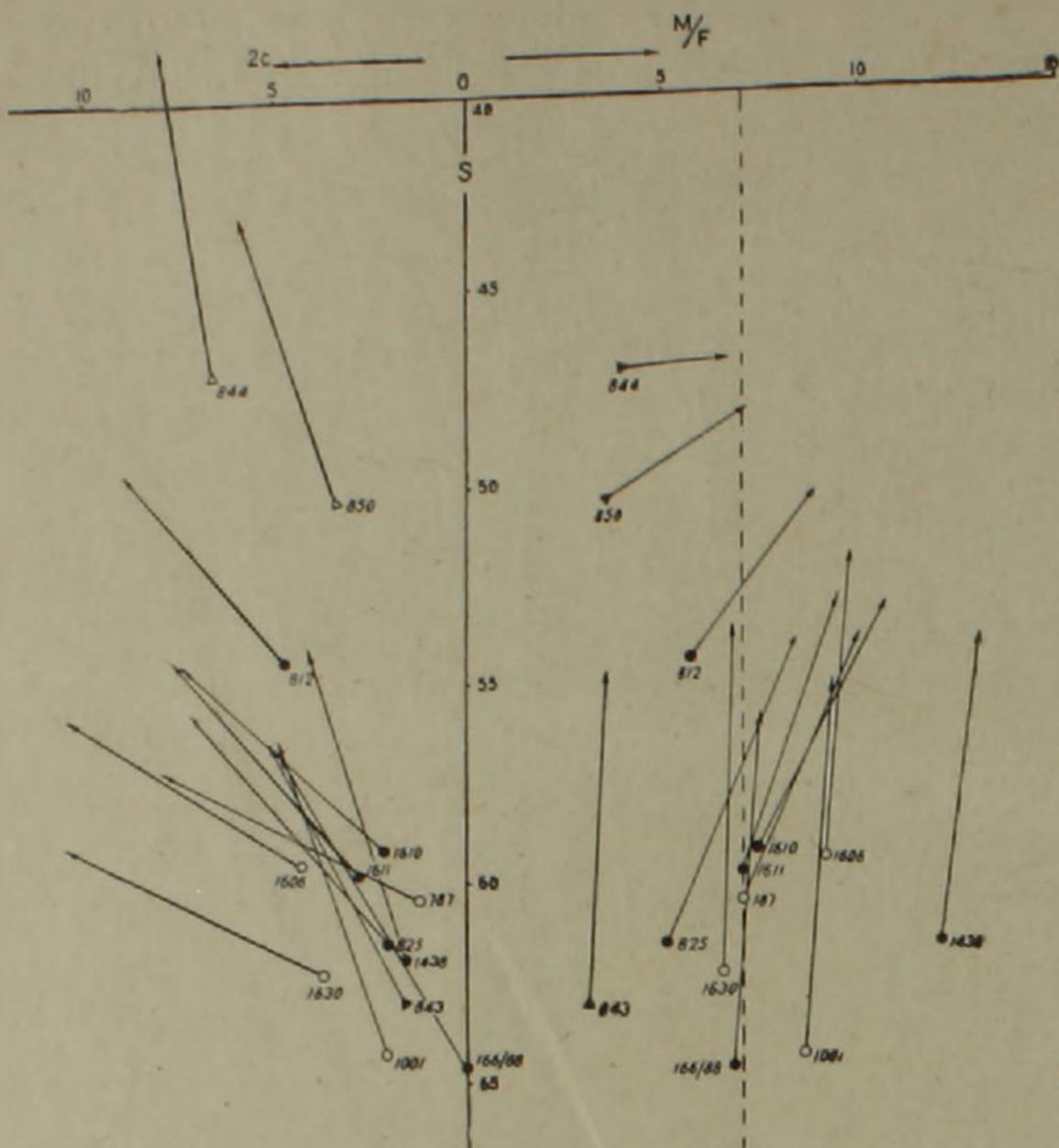
Фиг. 1. Диаграмма составов ультраосновных и основных интрузивных пород Базумского и Ширакского хребтов Армянской ССР. 1—Дуниты, 2—перидотиты, 3—пироксениты, 4—габбро, 5—троктолиты, 6—анортозиты, 7—габбро-пегматиты, 8—габбро-диориты, 9—плаггиограниты, 10—средние составы пород по Дэли.

г) повышенное значение параметра «с» на диаграмме Н. Д. Соболева, (табл. 4) (в случае дунитов связанного, вероятно, со вторичным карбонатом) также отличают их от производных перидотитовой магмы, где величина параметра «с» близка к нулю;

д) повышенные значения дополнительной характеристики «z» (правая часть диаграммы Н. Д. Соболева) по сравнению с «у», указывает на явное преобладание ортосиликатов над метасиликатами в ранних, с постепенным увеличением роли метасиликатов в поздних дифференциатах (к верхней части диаграммы векторы выполаживаются);

е) судя по левой части диаграммы Н. Д. Соболева, анализированные породы характеризуются различной степенью серпентинизации, при этом параметр «h» колеблется от 15,3 до 68,0;

ж) отношение магния к железу (критерий Хесса, Hess, 1938) в анализированных породах колеблется в широком пределе от 2,6 до 12,1. Для дунитов отношение магния к железу равно 6,7—9,3, для перидотитов—5,1—12,1, для полевошпатовых перидотитов—3,1 и для пироксе-



○ 1 ● 2 ▲ 3 ■ 4

Фиг. 2. Диаграмма химического состава ультраосновных пород Базумского и Ширакского хребтов, по методу Н. Д. Соболева. 1. Дунит. 2. Перидотит. 3. Пироксенит. 4. Полевошпатовый перидотит.

Таблица 4

Числовые характеристики по Н. Д. Соболеву

№№ обр.	2c	s	b	x	y	z	h	M/F
1001	2,1	33,7	64,2	0	6,7	93,3	20,8	8,6
787	1,2	38,4	60,4	2,6	30,4	67,0	66,6	7,1
1630	3,7	34,1	62,6	10,2	2,4	87,4	68,0	6,7
1606	4,3	36,3	59,4	19,8	8,0	72,2	60,0	9,3
1610	2,1	38,8	59,1	5,0	32,7	62,3	52,6	7,4
825	2,1	36,5	61,4	0	23,5	76,5	50,0	5,1
812	4,7	41,0	54,3	27,8	30,2	42,0	42,0	5,8
1611	2,7	37,7	59,6	7,8	24,4	67,8	47,6	7,2
1438	1,5	36,7	61,8	11,8	11,9	76,3	23,3	12,1
166/88	0	35,4	64,6	5,3	7,2	87,5	49,0	6,8
501/406	2,5	36,4	61,1	7,5	16,6	75,9	100,0	8,4
843	1,7	35,4	62,9	11,3	4,9	83,8	33,5	3,1
850	3,4	46,3	50,3	51,6	35,9	12,5	24,6	2,6
844	6,6	46,4	47,0	70,9	27,4	1,7	15,3	4,1

нитов—2,0—6,3. Судя по величине этого отношения, большинство описываемых пород также относится к продуктам дифференциации основной магмы.

Однако следует отметить, что степень дифференциации пород в пределах одного и того же массива обуславливает различные значения отношения магния к железу. Последнее зависит от неоднородности мине-

рального состава однотипных пород и также от неравномерного распределения аксессуарных минералов, в частности, хромшпинелидов и магнетита. Кроме того, учитывая, что геологические наблюдения показывают последовательную и постепенную смену пород по направлению к более кислым представителям этой естественной ассоциации пород, можно прийти к заключению, что в данном случае отношение магния к железу не может служить диагностической величиной.

По данным Ю. А. Кузнецова (1964, стр. 61), ультраосновные представители габбро-пироксенит-дунитовой формации по величине отношения магния к железу не отличаются от ультраосновных пород гипербазитовой формации.

Интересным в этом отношении является также следующее указание Г. В. Пинуса (1958) ...«следует подчеркнуть, что, по-видимому, не существует какой-то резкой границы, по которой можно судить о генезисе ультраосновной магмы по величине отношения магния к железу. Построенные нами кривые показывают, что величина этого отношения в крайних дифференциатах глубинной перидотитовой магмы (пироксениты) может быть ниже, чем величина аналогичного отношения в некоторых перидотитах базальтоидной магмы. Таким образом, для суждения о генезисе ультраосновных пород следует учитывать весь комплекс петрохимических особенностей и только в этом случае быть уверенным, что не впадаем в ошибку».

Нам представляется, что для этой цели может иметь значение молекулярное количество окиси кальция (величина дополнительной характеристики «х»), что не учитывается на диаграмме Н. Д. Соболева. В наших породах содержание СаО постепенно растет от перидотитов к пироксенитам в пределах от 2,16 до 13,38%\*. В породах же гипербазитовой формации, по данным Г. В. Пинуса и др. (1958), СаО отсутствует или представлен в незначительном количестве.

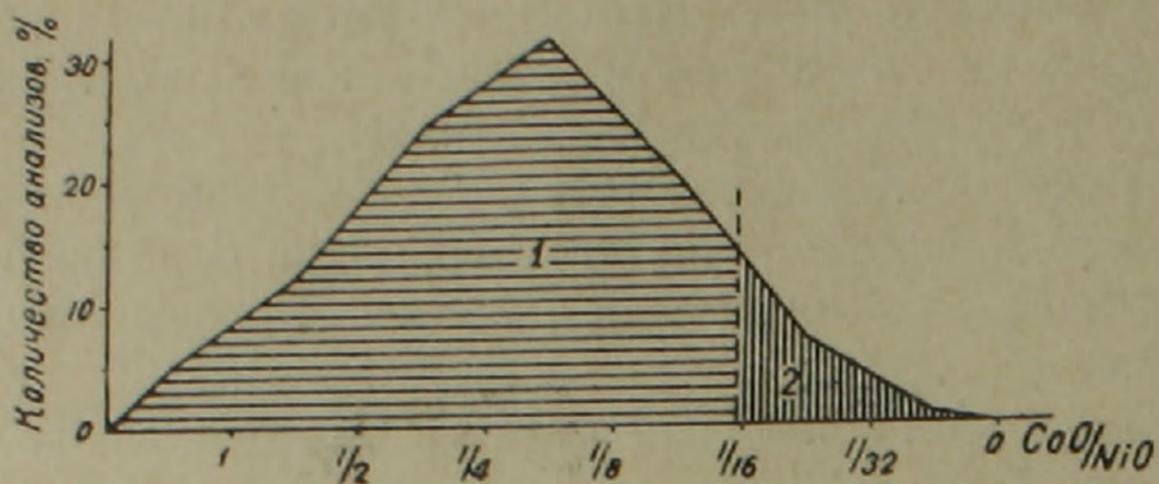
Кроме того, по данным И. А. Малахова (1963), для распознавания генетического типа ультраосновных пород можно использовать отношение кобальта к никелю. При сопоставлении двух формаций Урала им было выяснено, что отношение СоО к NiО в гипербазитах габбровой формации больше 1/16 (в весовых процентах), в то время как в гипербазитах перидотитовой формации оно меньше. В наших породах величина этого отношения для подавляющего большинства (89%) больше 1/16 (фиг. 3), т. е. является характерным для производных габбровой магмы.

Из других особенностей химического состава описываемых пород, которые не нашли отражения в приведенных диаграммах, следует отметить:

а) повышенные значения глинозема, среднее количество которого достигает 3,08%. В производных гипербазитовой формации Алтая-Саянской складчатой области содержание его составляет 1,36% (Г. В. Пинус и др., 1958);

\* Приводятся средние значения.

б) повышенное содержание окиси титана, среднее содержание которой в наших породах составляет 0,06%, в производных же гипербазитовой формации Алтая-Саянской складчатой области титан практически отсутствует.



Фиг. 3. Количественное распределение соотношений кобальта и никеля в ультраосновных породах Базумского и Ширакского хребтов. 1. Область, относительно обогащенная кобальтом; 2. Область, относительно обогащенная никелем.

Из вышензложенного можно сделать следующие выводы:

1. Ультраосновные и основные интрузивные породы Базумского и Ширакского хребтов образовались в результате дифференциации первичной магмы состава меланократового оливинового габбро.

2. Особенности петрографического состава Овунн-Полутлинских габбро-диоритовых массивов указывают на то, что они генетически не связаны с ультраосновными и основными породами Базумского и Ширакского хребтов.

3. Результаты химических анализов позволяют отнести описываемые породы к образованиям нормального известково-щелочного ряда. В ходе дифференциации состав пород меняется от ненасыщенных кремнеземом меланократовых разностей до пересыщенных кремнеземом лейкократовых разностей.

4. Комплекс петрохимических особенностей ультраосновных пород также указывает на их принадлежность к производным основной магмы, что соответствует наблюдаемым геологическим фактам.

5. Отношение магния к железу характеризуется широкой вариацией в пределах одного и того же массива и зависит от степени дифференциации на месте. Оно не может служить критерием для распознавания генетического типа ультраосновных пород подвижных областей. Для этой цели, вероятно, надежными критериями могут являться содержание СаО и отношение СоО к NiO.

Ս. Բ. ԱՔՈՎՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԲԱԶՈՒՄԻ ԵՎ ՇԻՐԱԿԻ ԼԵՌՆԱՇՂԹԱՆԵՐԻ ՈՒՍՐԱՀԻՄՔԱՅԻՆ  
ԵՎ ՀԻՄՔԱՅԻՆ ԻՆՏՐՈՒԶԻՎ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՖՈՐՄԱՑԻԱՅԻ  
ԵՐԿՐԱՔԱՆՈՒԹՅԱՆ ԵՎ ՊԵՏՐՈՔԻՄԻԱՅԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Հայկական ՍՍՀ-ում ուլտրահիմքային և հիմքային ինտրուզիվ ապարները կազմում են երկու աղեղնաձև գոտիներ՝ Սևանա-Ամասիայի և Վեդու (Մերձարաքսյան)։

Հոդվածում քննարկվում է Սևանա-Ամասիայի գոտու հյուսիս-արևմտյան մասի՝ Բազումի և Շիրակի լեռնաշղթաներում տեղադրված ուլտրահիմքային և հիմքային ապարների ֆորմացիայի պետրոքիմիական հատկանիշները։

Նկարագրվող ֆորմացիայում, որը կազմում է ապարների բնական ասոցիացիա, անջատվում են հետևյալ տարբերակները՝ դունիտներ, պերիդոտիտներ, պիրոքսենիտներ, տրոկտոլիտներ, օլիվինային գաբրոներ, գաբրոներ և գաբրո-նորիտներ, այնուհետև գաբրո-դիորիտներ, քվարցային դիորիտներ և սլա-գիոգրանիտներ։

Նկարագրվող ապարների երկրաբանական և պետրոքիմիական կոմպլեքսի վերլուծումը թույլ է տալիս անել հետևյալ եզրակացությունները։

1. Բազումի և Շիրակի լեռնաշղթաների ուլտրահիմքային և հիմքային ինտրուզիվ ապարները իրենցից ներկայացնում են միասնական մագմատիկ ֆորմացիա, որը առաջացել է առաջնային մելանոկրատ օլիվինային գաբրոյի կազմի մագմայի դիֆերենցման հետևանքով։

2. Հովունի-Փոլուսլիի գաբրո-դիորիտային զանգվածների պետրոգրաֆիական և գեոքիմիական հատկանիշները ցույց են տալիս, որ նրանք գենետիկորեն կապված չեն նկարագրվող ուլտրահիմքային և հիմքային ապարների ֆորմացիայի հետ։

3. Նկարագրվող ֆորմացիայի քիմիական անալիզների արդյունքները թույլ են տալիս վերագրելու նրանց կրաքարա-ալկալային շարքի առաջացումներին։ Դիֆերենցման ընթացքում ֆորմացիայի ապարների կազմը փոխվում է չհագեցված մելանոկրատ տարբերակներից մինչև զերհագեցված լեյկոկրատ տարբերակները։

4. Ֆորմացիայի ուլտրահիմքային ապարների պետրոքիմիական հատկանիշների կոմպլեքսը ցույց է տալիս, որ նրանք պատկանում են հիմքային մագմայի ածանցյալներին, որը և համապատասխանում է ընդհանուր երկրաբանական սվյալներին։

5. Միևնույն զանգվածում մագնիումի և երկաթի հարաբերությունը բնորոշվում է լայն տատանումներով և կապված է զանգվածի դիֆերենցման աստիճանից։ Այդ հարաբերությունը չի կարող չափանիշ ծառայել շարժունակ պոնանների ուլտրահիմքային ապարների գենետիկ տիպը ճանաչելու համար։

Այդ նպատակի համար, հավանաբար, ավելի վստահեի չափանիշ կարող են լինել  $\text{CaO}$  պարունակությունը և  $\text{CoO}$  հարաբերությունը  $\text{NiO}$ -ին։

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
2. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1950.
3. Кузнецов Ю. А. Главнейшие типы магматических формаций. Изд. Недра, 1964.
4. Малахов И. А. Петрохимия гипербазитов Урала. Сб. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. 1, Свердловск, 1963.
5. Пароникян В. О., Матевосян А. Ш. Самородный мышьяк из Амасийского месторождения Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. XLI, № 4, 1965.
6. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
7. Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. И. Гипербазиты Алтая-Саянской складчатой области. Изд. АН СССР, 1958.
8. Соболев Н. Д. К петрохимии ультраосновных горных пород. «Геохимия», № 8, 1959.
9. Матевосян Т. Ш. К петрографии основных и ультраосновных пород Амасийского района. Известия АН Арм. ССР, т. III, № 2, 1950.
10. Hess H. H. A primary peridotite magma. Amer. J. Sci., v. 35 № 209, 1938.