distinguish four coralline complexes: during the Late Jurassic epoch (*Late Oxfordian—Kimmeridgian* and *Late Kimmeridgian—Early Tithonian*) and during the Early Cretaceous (*Valanginian—Hauterivian* and *Barremian—Early Aptian*). Ages of some unstratificated series are concretized, which were earlier dated as Neocomian (without any subdivision), as well as ages of some blocks-olistoliths in the Lower Cretaceous deposits are specified.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Акопян В. Т.* Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1962, 255 с.
2. *Асланян А. Т.* Стратиграфия мезозоя. Гл. II—В кн.: Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958, с. 26—61.
3. *Папоян А. С.* К биостратиграфии кораллов из позднеюрско-неокомского комплекса Зангезура.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1982, т. XXXV, № 2, с. 65—67.
4. *Папоян А. С.* Позднеюрские кораллы Зангезура (Армянская ССР). Депонирована в ВИНИТИ, № 4795—83, 1983, 29 с.
5. *Таян Р. Н., Сатиан М. А., Степанян Ж. О., Папоян А. С.* О допалеогеновом гранитоидном магматизме Мегринского блока обрамления Зангезурской офиолитовой зоны.—Тезисы докл. на X Литологическом совещании, Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1988, с. 93—94.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, XLII, № 2, 9—19

УДК: 552.321 (479)

С. Б. АБОВЯН

ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ ОФИОЛИТОВОЙ СЕРИИ ЗАКАВКАЗЬЯ

Рассматривается докампан-маастрихтская габбро-перидотитовая формация Севанского и Вединского офиолитовых поясов Закавказья. В верхнем сеноне и палеогене интрузивы указанной формации были вовлечены в мощные процессы складчатости, в результате чего первоначально единые массивы потеряли свое горизонтальное залегание, деформированы, разбиты на отдельные блоки, смещены, а иногда и разобщены друг от друга. В качестве типичного примера наиболее сохранившегося от последующих деформаций интрузива рассматривается Джил-Сатанахачский массив, для которого характерна макрорасслоенность: в нижней части залегают ультрамафиты, в средней—мафиты, в верхней—кварцевые диориты. Между этими слоями залегают пачки пород переходного состава с ритмичной расслоенностью.

Снизу вверх по разрезу каждого слоя происходит закономерная смена высокотемпературных минералов низкотемпературными. Средний состав магмы, дифференциация которой дала расслоенные интрузивы Закавказья, определяется как плагиоклазовый перидотит. Анализ парагенетических соотношений сосуществующих минералов позволяет оценить температуру их кристаллизации (охлаждения) в пределах от 940 до 1100°С. Устанавливается принадлежность расслоенных габбро-перидотитовых интрузивов близповерхностным образованиям.

Габбро-перидотитовая формация, имеющая значительное развитие на территории Закавказья, входит в состав двух узких дугообразных офиолитовых поясов СЗ простирания—Севанского (Севано-Акеринского) и Вединского (Прираксинского). Оба пояса представляют собой участки проявления офиолитового магматизма обширной Средиземноморской геосинклинальной области, расположенной между Афро-Аравийской и Евроазиатской платформами.

Севанский пояс прослеживается (с СЗ на ЮВ) более чем на 360 км, при максимальной ширине 20 км, вдоль Базумского, Ширакского и Севанского хребтов, затем бассейнов рр. Тертер и Акера и характеризуется значительными размерами габбро-перидотитовых мас-

сивов (до 70 *кв. км*). На СЗ пояс уходит в Понтиды, а на ЮВ—в Эльбурс. Вединский пояс прослеживается на 90 *км* при ширине до 7 *км* в направлении сс. Арташат—Веди—Нахичеван, достигая наибольшего развития в бассейне р. Веди. На СЗ пояс уходит в Тавриды, а на ЮВ—в Загрос [2]. Хотя количество выходов (массивов) мафит-ультрамафитовых пород в рассматриваемом поясе намного больше, чем в Севанском, однако размеры их сравнительно небольшие (до 3 *кв. км*).

Оба пояса в структурном отношении приурочены к глубинным разломам, развитым вдоль двух противоположно развивающихся тектонических структур—Сомхето-Карабахской мегантиклинальной и Присеванской мегасинклинальной зон (Севанский) и Ереванской мегасинклинальной и Прираксинской мегантиклинальной зон (Вединский). Рассматриваемые офиолитовые пояса (зоны) Закавказья представляют собой узкие эвгеосинклинальные шовные или троговые зоны, испытавшие все этапы геодинамического развития региона—воздымание, образование глубинных разломов, растяжение, замыкание.

Габбро-перидотитовая формация, совместно с вмещающей верхнемеловой (коньякской) кремнисто-вулканогенной формацией, сосредоточены в однотипных геологических структурах, сближены по возрасту и слагают офиолитовую группу или серию формаций. Габбро-перидотитовая формация представлена Севанским и Вединским комплексами, которые близки к «альпинотипным» габбро-перидотитовым комплексам [13]. Однако, в ряде массивов описываемых комплексов (Мумухан-Красарском, Джил-Сатанахачском, Кясаманском, Карабаман-Зод-Гейдаринском, Левчайском, Азизкентском и др.), в силу особых геологических условий—близости кристаллического фундамента, служащего жестким основанием и создающего условия субплатформенного режима, наблюдается дифференциация пород—в нижних частях интрузивов залегают ультрамафитовые, в средних—мафитовые, в верхних—породы среднего состава. Эти массивы обладают признаками, характерными для стратиформных комплексов. Последние, как известно, по геологическим условиям залегания представлены малоглубинными образованиями, характерными для платформенных и субплатформенных структур. По мнению А. А. Маракушева [6], субплатформенные условия могут создаваться в ходе развития геосинклиналей, и связанные с ними расслоенные интрузивы вовлекаются в процессы последующей складчатости и деформации.

Севанский и Вединский габбро-перидотитовые комплексы состоят из многочисленных интрузивов (массивов), общая площадь которых составляет около 360 *кв. км*. В целом, в составе массивов ультрамафиты преобладают над мафитами и породами среднего состава. Ультрамафиты представлены перидотитами, реже дунитами и пироксенитами; встречаются также жильные разновидности пироксенитов. Среди перидотитов широко развиты гарцбургиты и лерцолиты, менее распространены верлиты. Мафиты представлены габбро, роговообманковыми габбро, габбро-норитами, оливиновыми габбро, троктолитами и полевошпатовыми перидотитами; жильные разновидности—диабазовыми порфиритами, родингитами, габбро-пегматитами и др. Породы среднего состава представлены диоритами, кварцевыми диоритами и реже их крайне кислыми дифференциатами—плагиогранитами; жильные породы—диорит-порфиритами, плагиогранит-порфирами, микроплагиогранитами и др. Количество жильных пород не превышает 1% от общего объема соответствующих пород [3].

Возраст массивов габбро-перидотитового комплекса определяется как послеконьякский—докампан-маастрихтский, так как они прорывают кремнисто-вулканогенные отложения коньяка-сантона и трансгрессивно перекрываются отложениями кампана-маастрихта, имея в основании гальку мафит-ультрамафитовых пород. При этом в ряде мест сохранились интрузивно-термальные контакты ультрамафитов с вмещающими их кремнисто-вулканогенными отложениями коньяка

[9]. Размещение некоторых массивов среди пород кампана-маастрихта и среднего эоцена объясняется их перемещениями в результате последующих мощных складкообразовательных движений, имевших место в верхнем сеноне и палеогене. В результате этих же перемещений первоначально единые массивы в настоящее время разбиты на отдельные блоки, смещены, а иногда разобщены друг относительно друга. При этом, естественно, нарушается также и первоначальное горизонтальное залегание массивов.

В качестве типичного, наиболее сохранившегося от последующих деформаций, представителя габбро-перидотитового комплекса рассматривается Джил-Сатанахэчский массив. Детальные исследования позволили отнести его к дифференцированному телу, вытянутому в СЗ направлении с падением на СВ, для которого характерна макрорасслоенность, т. е. оно состоит из относительно мощных слоев однородных пород и пачек сравнительно тонкого ритмичного чередования. Сводный разрез интрузива снизу вверх следующий:

1. Нижний—ультрамафитовый слой со скрытой расслоенностью (мощность 2000 *м*).

2. Слой, залегающий над ультрамафитами и под мафитами, характеризующийся ритмичной расслоенностью (мощность 900 *м*).

3. Средний—мафитовый слой со скрытой расслоенностью (мощность 500 *м*).

4. Слой, залегающий над мафитами и под кварцевыми диоритами с ритмичной расслоенностью (мощность 40 *м*).

5. Верхний—кварцево-диоритовый слой со скрытой расслоенностью (мощность 600 *м*).

Кроме расслоенности, среди пород интрузива наблюдается тонкая отдельность—магматическая листоватость, обусловленная линейным расположением пластинок и призмочек пироксенов и амфиболов параллельно поверхности расслоенности. Направление листоватости пластинок минералов обычно совпадает с общей СЗ вытянутостью и СВ падением массива.

Для пород каждого слоя характерны соответствующие постмагматические образования: для пород ультрамафитового слоя—серпентинизация, карбонатизация и отальк0вание, мафитового слоя—уралитизация, соссюритизация, хлоритизация, карбонатизация и пренитизация, кварцево-диоритового слоя—хлоритизация, соссюритизация, пелитизация и карбонатизация. На серпентинитах широко развиты продукты кор выветривания, представленные тальк-карбонатными породами. Контактово-метасоматические образования представлены лиственитами, генетически и пространственно связанными с серпентинизированными ультрамафитами и родингитами, генетически связанными с габбро.

Индикаторным типом для пород нижнего—ультрамафитового слоя являются дуниты и перидотиты. Последние представлены в нижней части слоя гарцбургитами, в средней—лерцолитами, в верхней—верлитами, переходящими выше в полевошпатовые перидотиты и троктолиты ритмично расслоенного слоя.

Текстура пород массивная, реже полосчатая. Крупные кристаллы пироксенов в перидотитах часто придают им порфировидный облик. Структура дунитов панидиоморфнозернистая, перидотитов—гипидиоморфнозернистая. Типоморфным минералом дунитов является оливин (95%), характеризующийся высокой магнезиальностью (Fo_{96}); в качестве второстепенного минерала присутствует ортопироксен (3—5%) и акцессорного—хромшпинелид (1%). Типоморфными минералами перидотитов являются оливин (60—90%) и пироксены (10—40%). Состав оливина закономерно меняется от наиболее магнезиального в гарцбургитах (Fo_{91}) до менее магнезиального в верлитах (Fo_{85}) и полевошпатовых перидотитах (Fo_{77}). Ортопироксены в гарцбургитах

представлены энстатитом, в лерцолитах—бронзитом. Клинопироксены в лерцолитах и верлитах представлены эндиопсидом и диопсидом. При изменении оливины замещаются серпентином (хризотилом, лизардитом, антигоритом), реже тальком, а ортопироксены—антигоритом, часто слагая гомоосевую псевдоморфозу антигорита по ортопироксену—бастит. Иногда в крупных выделениях ортопироксенов наблюдаются пойкилитовые включения мелких округлых зерен оливина. Клинопироксены в лерцолитах и верлитах при серпентинизации почти не изменяются, реже подвергаются хлоритизации. Среди вторичных минералов необходимо отметить обильные пылевидные выделения магнетита, образующегося в результате разложения оливина и пироксена при серпентинизации. Акцессорные минералы представлены главным образом хромшпинелидами, значительно реже сульфидами, апатитом, сфеном и др.

Главной особенностью минерального состава нижнего ультрамафитового слоя является широкое распространение в нем оливина с железистостью от 6 до 15%, причем возрастание железистости как оливинов, так и пироксенов происходит снизу вверх. Количественная роль пироксенов подчиненная.

В слое ритмично-чередующихся пород, расположенном над ультрамафитами и под мафитами, железистость оливина также возрастает снизу вверх от 16 до 33%. Ортопироксены представлены гиперстеном, а клинопироксены—более железистым авгитом. Наиболее основной—анортитовый состав плагиоклазов характерен для нижней части слоя, представленного троктолитами и полевошпатовыми перидотитами; выше по разрезу—в оливиновых габбро плагиоклаз имеет состав битовнита.

Индикаторным типом пород для среднего—мафитового слоя является габбро. В основании слоя залегают оливиновые габбро, переходящие выше в габбро-нориты, а еще выше в габбро.

Текстура последних массивная, иногда полосчатая. Структура габбровая. Типоморфными минералами габбро являются плагиоклаз и пироксен, встречающиеся примерно в одинаковых количествах. В лейкократовых разновидностях количество пироксена не превышает 25%. Состав плагиоклаза колеблется от An_{50} до An_{75}, а в лейкократовых габбро—от An_{60} до An_{85}. Пироксен по составу относится к авгиту. Вторичные минералы представлены соссюритовым агрегатом, уралитовой роговой обманкой, хлоритом, карбонатом, пренитом. Наиболее распространены соссюритизированные, уралитизированные и пренитизированные габбро. Акцессорные минералы представлены титаномагнетитом, ильменитом, апатитом, сфеном, сульфидами.

В целом мафитовый слой, характеризующийся плагиоклаз-пироксеновой ассоциацией пород, в нижней части сложен габбро-норитами, в которых ортопироксен представлен гиперстеном, клинопироксен—авгитом, плагиоклаз-битовнитом. В средней части мафитового слоя ортопироксен исчезает, клинопироксен становится более железистым, а плагиоклаз приобретает состав лабрадора. В верхней части слоя плагиоклаз имеет уже состав андезина.

В слое, залегающем над мафитами и под кварцевыми диоритами с ритмичной расслоенностью, плагиоклаз также имеет состав андезина, а в качестве темноцветного минерала появляется роговая обманка. Встречаются относительно лейкократовые полоски, в составе которых принимает участие и кварц.

Индикаторным типом для пород верхнего—кварцево-диоритового слоя является кварцевый диорит.

Текстура массивная, реже полосчатая. Структура гипидиоморфнозернистая. Типоморфными минералами кварцевых диоритов являются плагиоклаз—45—55%, роговая обманка—18—35%, кварц—10—15%. Плагиоклаз по составу относится к андезину (An_{30}), роговая обманка—к типу обыкновенных. Иногда наблюдается развитие

более позднего плагиоклаза—альбита (An_{5-10}). Вторичные минералы представлены соссюритовым и пелитовым веществом, хлоритом, карбонатом, реже пренитом; акцессорные минералы—титаномагнетитом, ильменитом, апатитом, сфеном, цирконом, реже пиритом, халькопиритом и др.

В кварцево-диоритовом слое плагиоклазы представлены в нижней части андезином, в средней—кислым андезином и в верхней—олигоклазом.

Характерно также поведение акцессорных минералов. В нижнем—ультрамафитовом слое хромшпинелид представлен в нижней части—магнохромитом, а в верхней—хромпикотитом. В среднем—мафитовом слое хромшпинелид сменяется магнетитом с малым содержанием титана, который в верхнем—кварцево-диоритовом слое значительно обогащается титаном.

Детальные исследования морфологии зерен и характера их соотношения друг с другом позволяют устанавливать относительную последовательность формирования минеральных фаз и их положения в общей структуре породы. Исходя из этого, выделяются три группы минералов:

1. Группа минералов ранней стадии кристаллизации, возникшая в результате осаждения кристаллов на дне магматической камеры под воздействием силы тяжести. Обычно это идиоморфные кристаллы названы кумулятивными или минералами кумулуса [по 8].

2. Группа минералов позднемагматической стадии кристаллизации, возникшая из магматического расплава, заполняющего промежутки между кумулятивными кристаллами ранней стадии. Это—интеркумулятивные минералы или минералы интеркумулуса.

3. Группа минералов позднемагматической стадии кристаллизации, возникшая в результате дорастания кристаллов в условиях той же температуры, при которой происходила их первоначальная кристаллизация. Это минералы адкумулятивного роста кристаллов.

В породах Джил-Сатанахачского интрузива, в слое, залегающем над ультрамафитами и под мафитами с ритмичной расслоенностью, наблюдаются самые различные количественные взаимоотношения между минералами кумулуса и интеркумулуса (орто-, мезо- и адкумулятивной стадии кристаллизации).

В ультрамафитовом слое мономинеральные дуниты характеризуются адкумулятивным, перидотиты—орто- и мезокумулятивным ростом кристаллов.

С этой точки зрения интересны коронарные структуры, развивающиеся на границе оливиновых и плагиоклазовых зерен в полевошпатовых лерцолитах, троктолитах и оливиновых габбро. Они представляют собой результат реакции ранних минеральных фаз (кумулусного оливина) с остаточной жидкостью (интеркумулусного плагиоклаза). При этом одни из них характеризуются устойчивым составом, а другие—наличием в приконтактовых частях минералов—оливинов и плагиоклазов—явлений разубоживания, указывающих на диффузионный перенос элементов в сторону формирующихся корон. В этом случае, по-видимому, диффузионной реакции через поверхность раздела оливин—плагиоклаз способствовали летучие компоненты (H_2O, CO_2 и др.), количество которых в остаточном расплаве, по мере кристаллизации оливина и плагиоклаза, должно возрастать [4].

Анализ парагенетических ассоциаций сосуществующих минералов позволяет оценить следующие температуры кристаллизации (охлаждения) пород исследованных расслоенных интрузивов.

1. Парагенезис оливин—хромшпинелид порядка 957°С вмещающих дунитов.

2. Парагенезис оливин—ортопироксен от 950° до 1050°С вмещающих гарцбургитов и лерцолитов.

3. Парагенезис ортопироксен—клинопироксен от 940° до 1000°С вмещающих лерцолитов и габбро-норитов.

Экспериментальные исследования Ф. Р. Бойда [11], Б. Я. Хансена [12] и др. указывают на температуры равновесия 800—1200°С. Полученные же нами данные являются предварительными и, по-видимому, отражают соотношение температур, имевшее место при образовании исследованных пород. Однако, вряд ли эти данные можно интерпретировать как истинные температуры формирования, вследствие небольшого количества материала.

Таблица 1

Средневзвешенный состав расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов офиолитовой серии Закавказья

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма
48.89	0.30	10.40	4.08	4.89	0.12	23.02	6.81	1.38	0.11	100.80

Таблица 2

Химические составы индикаторных и других типов пород габбро-перидотитовой формации Закавказья

Окислы	1001	543	133	574	58	1685	844	1400
SiO_2	37.15	40.55	43.16	44.92	46.15	49.74	49.19	41.35
TiO_2	сл.	0.08	0.04	0.08	0.06	0.11	0.18	0.16
Al_2O_3	1.85	0.78	3.23	3.10	6.95	5.64	5.68	5.09
Fe_2O_3	3.41	3.01	3.87	4.30	4.35	3.12	2.34	2.54
FeO	5.74	6.63	3.90	4.47	6.45	4.73	5.62	6.32
MnO	сл.	сл.	0.08	0.18	0.17	0.06	0.10	0.12
MgO	43.16	41.11	37.72	26.75	21.77	23.38	19.70	32.85
CaO	сл.	0.63	3.63	11.15	9.59	5.43	16.45	7.85
Na_2O	0.20	0.06	0.16	0.08	0.12	0.38	0.29	0.75
K_2O	0.21	0.02	0.07	0.01	0.07	0.11	0.03	0.11
H_2O	0.29	0.27	0.82	0.18	0.32	1.25	не обн.	не обн.
П. п. п.	7.44	6.60	2.85	4.25	3.97	6.22	0.68	2.30
Сумма	99.45	99.88	99.53	99.47	99.97	99.68	100.57	99.44
A	2.26	2.79	7.09	14.55	9.84	11.56	22.45	41.35
S	—15.40	—8.52	—1.58	9.14	13.35	18.34	21.25	0.68
Авторы	[3]		[1]			[3]		

1001—дунит, 543—гарцбургит, 133—лерцолит, 574—верлит.
58—энстатитит, 1685—вебстерит, 844—диаллагит, 1400—полевошпатовый перидотит.

Окислы	1326	2121	1435	65	1131	481	1299а	435
SiO_2	44.80	44.86	46.12	44.80	49.20	51.28	58.63	71.10
TiO_2	0.19	0.38	0.02	0.75	0.28	0.36	0.35	0.22
Al_2O_3	20.26	15.90	30.94	16.10	19.27	15.07	18.02	15.21
Fe_2O_3	0.07	2.56	0.86	4.70	2.37	1.98	1.00	1.64
FeO	4.33	5.60	0.88	7.40	3.36	7.02	4.64	1.22
MnO	0.14	0.13	0.04	0.14	0.16	0.14	0.10	0.03
MgO	12.50	12.59	1.42	9.00	7.02	6.52	3.42	0.17
CaO	13.14	13.93	13.18	13.00	15.57	7.95	7.24	3.89
Na_2O	1.46	0.95	3.28	1.22	1.88	3.18	3.93	4.88
K_2O	0.07	не обн.	0.21	0.03	0.26	0.27	0.43	0.55
H_2O	1.30	0.32	0.06	3.05	не обн.	0.06	0.51	0.20
П. п. п.	1.86	2.26	3.12	0.27	1.50	2.72	1.83	1.22
Сумма	100.12	99.48	100.14	100.76	100.93	99.63	100.10	100.38
SiO_2	44.80	44.86	46.12	44.80	49.20	54.28	58.63	71.10
Na_2O+K_2O	1.53	0.95	3.49	1.25	2.14	3.45	4.36	5.43
Авторы		[3]					[7]	[3]

1326—троктолит, 2121—оливиновое габбро, 1435—анортозит, 65—габбро-норит, 1131—габбро, 481—диорит, 1299а—кварцевый диорит, 435—плагиогранит.

Экспериментальные данные Т. Х. Грина и др. [5] показали, что граница между оливин-плагиоклазовыми ассоциациями происходит при 1100°С в пределах 4,5—6,8 *кбар*. Наличие фассаит-шпинелевых реакционных структур на контакте оливиновых и плагиоклазовых зерен в базальтовых включениях в эффузивах Камчатки [10] указывает на возможность их образования в условиях малых глубин и высоких температур, что подтверждается экспериментальными данными М. В. О'Хары и Г. М. Биггера [14], воспроизведшими реакцию Ol+Pl ⇄ МП+РП при атмосферном давлении.

Для выяснения среднего состава первичной магмы, дифференциация которой дала все разнообразие пород расслоенных интрузивов, мы взяли средневзвешенный состав главных типов пород, развитых в габбро-перидотитовом комплексе рассматриваемых офиолитовых поясов. Учитывая площади их распространения и их мощности, получились следующие количественные значения: для ультрамафитовых пород—50%, мафитовых пород—35% и кварцевых диоритов—15%. Полученные таким образом данные средневзвешенного состава интрузивов показывают, что они кристаллизовались из расплава, близкого к плагиоклазовому перидотиту (табл. 1), относящемуся к толеит-базальтовой серии магматических пород [6].

Ниже приводятся химические анализы индикаторных и других типов пород—дунита, перидотитов, троктолита, анортозита, оливинового габбро, габбро-норита, габбро, диорита, кварцевого диорита и плагиогранита (табл. 2) рассматриваемой габбро-перидотитовой формации Закавказья. Составы этих пород нанесены на диаграммы: уль-

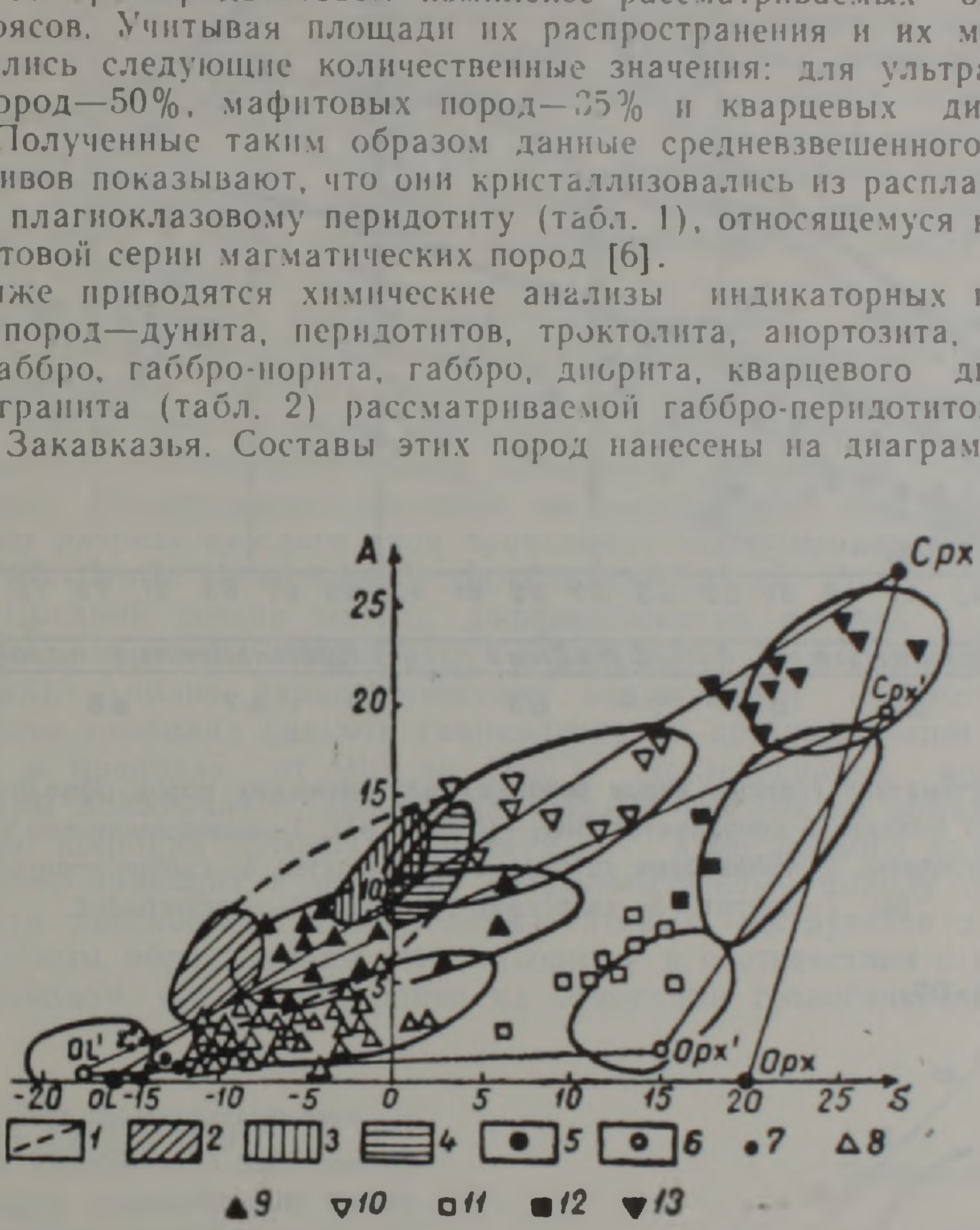

Рис. 1. Положение полей статического распределения химических составов интрузивных ультрамафитов офиолитовой серии Закавказья в координатах A—S, *вес* %.

$A = Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O$

$S = SiO_2 - (Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO + TiO_2)$.

1—поле составов вулканических и гипабиссальных пород семейства пикритов; 2—меймечиты; 3—пикриты, 4—перидотитовые коматииты Фигуративные точки составов типоморфных породообразующих минералов; 5—идеальные (нормативные) составы форстерита, энстатита, диопсида (Ol, Opx, Cpx); 6—составы оливина, ромбического пироксена, диаллага (Ol, Opx, Cpx) из ультраосновных пород; 7—дуниты; 8—гарцбургиты; 9—лерцолиты; 10—верлиты; 11—энстатиниты; 12—вебстериты; 13—диаллагиты.

трамафитовых пород в координатах $A=Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O$ и $S=SiO_2-(Fe_2O_3+FeO+MgO+TiO_2)$ (рис. 1) и мафитовых, средних и кремнекислых пород—в координатах $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$. Как видно из указанных диаграмм, точки приведенных химических составов располагаются, главным образом, в полях развития соответствующих им типов пород.

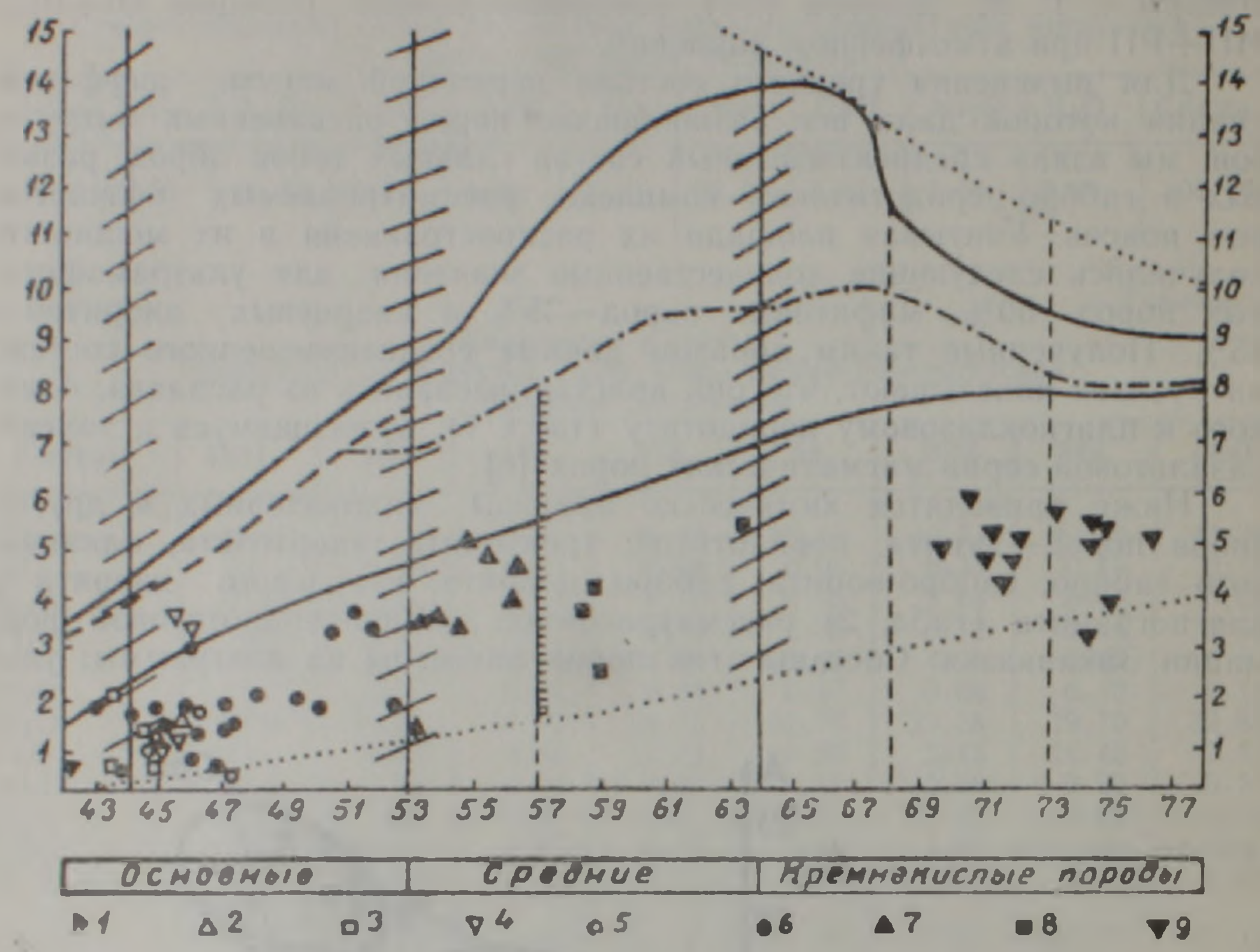

Рис. 2. Систематика главных видов основных плутонических пород офиолитовой серии Малого Кавказа в координатах $SiO_2-(N_2O+K_2O)$. 1—полевошпатовые перидотиты; 2—троктолиты; 3—оливиновые габбро; 4—анортозиты; 5—габбро-нориты; 6—габбро; 7—диорит; 8—кварцевый диорит; 9—плагиогранит.

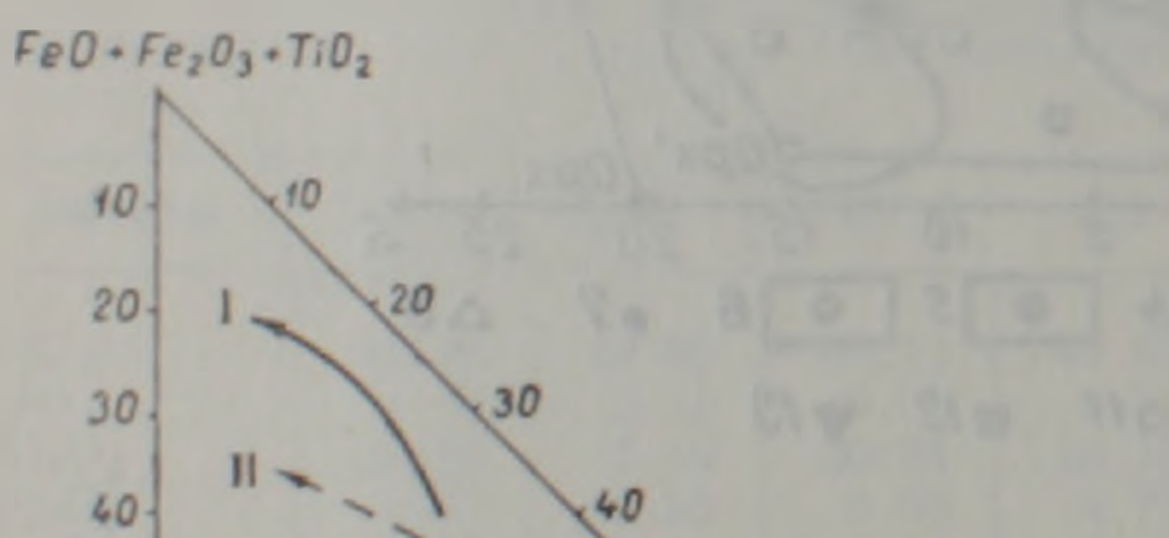

Рис. 3. Петрохимическая диаграмма (в *вес.* %) с основными направлениями магматической дифференциации в расслоенных интрузивах (по А. А. Маракушеву, 1979).
I—скаергаардский тип, II—норильский тип, III—закавказский тип.
Средние составы: 1—дунита, 2—гарцбургита, 3—лерцолита, 4—верлита, 5—вебстерита, 6—диаллагита, 7—троктолита, 8—габбро, 9—оливинового габбро, 10—лейкократового габбро, 11—диорита, кварцевого диорита 12—плагиогранита, 13—жильного габбро II фазы, 14—жильной породы III фазы.

На петрохимической диаграмме с основными направлениями магматической дифференциации в расслоенных интрузивах (рис. 3) [6] нанесены тренды дифференциации скаергаардского (I) и норильского (II) типов. На эту же диаграмму нанесены породы исследованных расслоенных интрузивов офиолитовых поясов Закавказья. Тренд дифференциации последних располагается ниже трендов дифференциации скаергаардского и норильского типов и четко отличается от них, что позволило выделить их в самостоятельный, закавказский тип дифференциации. В нижней—ультрамафитовой части он идет параллельно норильскому типу, но выше—в мафитовой части несколько отклоняется влево и в самой верхней части принимает почти горизонтальное направление, благодаря наличию в верхней части разреза расслоенных интрузивов кислого—кварцево-диоритового слоя.

Из вышеизложенного вытекают следующие основные положения:

1. Габбро-перидотитовая формация Закавказья, совместно с вмещающей кремнисто-вулканогенной формацией, слагает офиолитовую серию формаций верхнемелового возраста. В результате мощных складкообразовательных движений, имевших место в верхнем сеноне и палеогене, первоначально единые массивы потеряли свое горизонтальное залегание и были разбиты на отдельные блоки, иногда смещенные друг относительно друга.

2. Расслоенность пород Джил-Сатанахачского интрузива обусловлена процессами кристаллизационной дифференциации—более ранним осаждением тяжелых минералов (оливина и пироксенов) и их скоплением в нижней части интрузива и более поздним и медленным выделением относительно легких минералов (амфибола, плагиоклаза и кварца), обогащающих верхнюю часть интрузива. При этом снизу вверх по разрезу каждого слоя происходит закономерная смена высокотемпературных минералов низкотемпературными.

3. Средний состав магмы, дифференциация которой дала расслоенные интрузивы Закавказья, определяется как полевошпатовый перидотит. Анализ парагенетических соотношений сосуществующих минералов позволил оценить температуру их кристаллизации (охлаждения) в пределах от 940 до 1100°С. Исследованные коронарные структуры показывают также динамические условия их образования—довольно широкий интервал давлений—от атмосферного до 6,8 *кбар*. Последнее приводит к важному петрологическому выводу о принадлежности расслоенных габбро-перидотитовых интрузивов к близповерхностным образованиям, что находится в соответствии с аналогичным выводом, сделанным ранее на основании геологических данных [3].

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 6.11.1989.

Ս. Բ. ԱՐՈՎՅԱՆ

ԱՆՐԻԿՈՎԿԱՍԻ ՕՖԻՈԼԻՏԱՅԻՆ ՀԱՄԱԼԵՐՔԻ ԳԱԲՐՈ–ՊԵՐԻԴՈՏԻՏԱՅԻՆ ՖՈՐՄԱՑԻԱՆ

Ա մ փ ո փ ո ւ մ

Անդրկովկասում լայն տարածում ունեցող գաբրո-պերիդոտիտային ֆորմացիան մտնում է երկու նեղ. ազեղնաձև, հյուսիս-արևմտյան տարածման օֆիոլիտային գոտիների կազմի մեջ՝ Սևանի (Սևան-Ակերայի) և վեդու (Մեծամորայան)։ վերջիններս իրենցից ներկայացնում են Աֆրիկա-Արաբական և Եվրասիական պլատֆորմների միջև ընկած ընդարձակ Միջերկրա-

ծովային գաբրո-պերիդոտիտային մարգի օֆիոլիտային մագմատիզմի արտահայտման տեղամասեր։

Երկու գոտիներն էլ կառուցվածքային տեսակետից տեղադրված են խորքային բեկվածքներում, որոնք տարածված են երկու տարբեր տիպի կառուցվածք ունեցող տեկտոնական գոտիների՝ Սոմխեթիա-Ղարաբաղի մեգանտիկլինալային ու Մերձսևանյան մեգասինկլինալային գոտիների (Սևանի) և Արևանյան մեգագեոսինկլինալային և Ներձարաքսյան միգանտիկլինալային գոտիների (Վեդու) երկայնությամբ։

Գաբրո-պերիդոտիտային ֆորմացիան վերին կավճի (կոնյակի) կայքարային-հրաբխային ֆորմացիայի հետ մեկտեղ համախմբված է նույնատիպ երկրաբանական կառուցվածքներում, դրանք հաճախով իրար մոտ են և կազմում են ֆորմացիաների օֆիոլիտային խումբ կամ համաշարք։ Գաբրո-պերիդոտիտային ֆորմացիայի ինտրուզիվները, չնայած այն բանին, որ համընկնում են «ալպինոտիպ» համաշարքերին, այնուամենայնիվ մի շարք դաշտերում (Մումուխան-Կրասարի, Ջիլ-Սատանախաչի, Կարաիման-Ջոդ-Հեյդարայի և այլն), հատուկ երկրաբանական պայմանների շնորհիվ (բյուրեղային հիմքի ոչ խորը տեղադրում, որը որպես կոշտ հիմք է ծառայում և ստանձում է պլատֆորմայինին մոտ ռեժիմ) դիտվում է ապարների շերտավորում։ Ինտրուզիվների ստորին մասում տեղադրված են ուլտրամաֆիտները, միջին մասում՝ մաֆիտները, վերին մասում՝ քվարցային դիորիտները։ Այդ ինտրուզիվներն ունեն հատկանիշներ, որոնք բնորոշ են շերտաձև համալիրների համար։

Ստորին՝ ուլտրահիմքային շերտի ապարների համար ինդիկատորային տիպ են հանդիսանում դունիտներն ու պերիդոտիտները, միջին՝ մաֆիտային շերտի համար՝ գաբրոները, իսկ վերին շերտի համար՝ քվարցային դիորիտները։ Ներքևից դեպի վեր յուրաքանչյուր շերտի կտրվածքում կատարվում է բարձր ջերմաստիճանային միներալների (օլիվին, պիրոքսեն) օրինաչափ փոխարինում ցածր ջերմաստիճանայիններով (պլագիոկլազ, քվարց)։ Ինտրուզիվների միջին կազմի տվյալները ցույց են տալիս, որ նրանք բյուրեղացել են մի հալոցքից, որը մոտ է պլագիոկլազային պերիդոտիտներին և պատկանում է մագմատիկ ապարների տոլեիտ-բազալտային համաշարքին։

Յուրաքանչյուր շերտի ապարների համար բնորոշ են համապատասխան հետմագմատիկ առաջացումներ, ուլտրամաֆիտային շերտի ապարների համար՝ սերպենտինացում, կարբոնատացում և տալկացում, մաֆիտային շերտի համար՝ ուրալիտացում, սոսյուրիտացում, կարբոնատացում, քլորիտացում և պրեհնիտացում, քվարցային դիորիտային շերտի համար՝ քլորիտացում, սոսյուրիտացում, պելիտացում և կարբոնատացում։

Գաբրո-պերիդոտիտային համաշարքի զանգվածների հասակը որոշվում է որպես հետկոնյակ—մինչկամպան—մաաստրիխտյան, քանի որ նրանք կրտրում են կոնյակ-սանտոնի կայքարային-հրաբխային նստվածքները և ծածկվում են կամպան-մաաստրիխտի առաջացումներով, իրենց հիմքում ունենալով մաֆիտ-ուլտրամաֆիտային ապարների գլաքար։ Որոշ զանգվածների տեղադրումը կամպան-մաաստրիխտի և էոցենի ապարներում բացատրվում է նրանց տեղաշարժերով՝ կապված վերին կավճում և պալեոգենում տեղի ունեցած ծալքավորման հզոր շարժումների հետ։ Այդ տեղաշարժերի շնորհիվ նախկինում միասնական զանգվածներն այժմ բաժանված են առանձին բլոկների, տեղախախտված են, իսկ առանձին դեպքերում անջատված են միմյանցից։ Բնականաբար, այդ պրոցեսի ընթացքում խախտվում է նաև զանգվածների նախնական հորիզոնական տեղադրումը։

Հաստատվում է շերտավորված գաբրո-պերիդոտիտային զանգվածների պատկանելիությունը միջձմակերևույթային առաջացումներին։

S. B. ABOVIAN

THE TRANSCAUCASUS OPHIOLITE SERIES GABBRO-PERIDOTITIC FORMATION

Abstract

Sevan and Vedhi ophiolite belts Pre-Campanian-Maastrichtian gabbro-peridotitic formation is considered. During Late Senonian and Paleogene this formation intrusives were involved in powerful folding processes. As a result these originally united massifs lost their horizontal occurence, were deformed, broken into blocks, dislocated and, sometimes, disconnected. As a typical example of the more preserved intrusive the Djil-Satanakhach massif is considered, for which a macrosheeting is characteristic: in the lower part the mafites develop and in the upper one there are quartz-diorites. Between these layers the rocks of transitional composition with rhythmical stratification are present. From top to bottom of every layer the high temperature minerals change into the low temperature ones. The magma average composition, the differentiation of which brought to the Transcaucasus sheeted intrusives formation, is determined as a plagioclase-peridotite one. The co-existing minerals paragenetic correlations analysis allows to evaluate their crystallization temperature in the limits of 940—1100°C. The sheeted gabbro-peridotitic intrusives belonging to the near-surface formation is established.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдуллаев З. Б., Новрузов Н. А., Гейдаров А. С., Гусейнова С. Ф.* Геохимия редких элементов в ультраосновных породах и колчеданных месторождениях Азербайджана. Изд. «Элм», 1984, 128 с.
2. *Абовян С. Б.* Положение офиолитовых поясов Малого Кавказа в общей структуре Тавро-Кавказской геосинклинали. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XXXII, № 4, 1979, с. 40—52.
3. *Абовян С. Б.* Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР. 1981, 306 с.
4. *Абовян С. Б., Мхитарян Р. Г.* О коронарных структурах пород мафит-ультрамафитовых интрузивных комплексов офиолитовых поясов Малого Кавказа. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, т. XL, № 5, 1987, с. 17—27.
5. *Грин Д. Х., Рингвуд А. Е.* Происхождение высокоглиноземистых базальтов и их взаимоотношения с кварцевыми толеитами и щелочными базальтами. В кн: Происхождение главных типов изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Недра, 1970, с. 223—239
6. *Маракушев А. А.* Петрогенезис и рудообразование. Наука, 1979, 260 с.
7. *Паффенгольц К. Н.* Бассейн озера Гокча (Севан). Тр. ВГРО, вып. 129, 1934, 95 с.
8. *Уэджер Л. П., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. Мир, 1970, 552 с.
9. *Шихалибейли Э. Ш., Азизалиев Дж. А., Аллахвердиев Г. И.* К проблеме о контактово-термальных изменениях и интрузивной природе альпинотипных гипербазитов Малого Кавказа. Изв. АН Азерб. ССР, серия наук о Земле, № 4, 1987, с. 23—36.
10. *Щека С. А., Волынец О. Н.* Реакция оливин+анортит в габброидных включениях вулкана Кихпиныч (Камчатка). В кн: Проблемы глубинного магматизма Наука, 1979, с. 197—205.
11. *Boyd F. R.* The pyroxene geothermometr. „Geochim. et Cosm chim Acta", № 12 1973, p. 2533—2546.
21. *Hansen B. J.* Pyroxenes and garnets as geothermometres and barometres. „Carn. Inst. Wash. Year Book 72", 1973. p. 527—534.
13. *Jackson E. D., Thayer T. P.* Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and apline peridotite-gabbro complex. Intern. Geol. congr. XXIV session, section 2. Petrologic. Monreal, 1972, p. 289—302.
14. *O'Harra M. J., Biggar G. M.* Diopside-spinel equilibria, anortite and forsterele reaction-ships in silica-poor liquids in the system CaO—MgO—Al_2O_3—SiO_2 at atmospheric pressure and their bearing on the genesis of melilites and nephelinites. „Amer. J. Sci.", Shairer, v. 267, № 3, 1969, p. 364—390.