

ЛИТЕРАТУРА

1. Агамалян В. А. Мезозойский аккреционный комплекс (апаранская серия) Цахкуняцкого хребта Армянской ССР.—Изв. АН Арм ССР, Науки о Земле, 1987, т. XL, № 2, с. 13—24.
2. Акопян В. Т. Биостратиграфия верхнемеловых отложений Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1978. 286 с.
3. Арутюнян А. Р. Основные черты тектонического строения и рудоносности южной части Севано-Ширакского синклинория.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1964, т. XXII, № 6, с. 6—11.
4. Волчанская И. К., Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Саркисян О. А., Фаворская М. А. Блоковое строение северо-западной Армении и особенности размещения магматических и рудных проявлений.—Сов. геология, 1971, № 8, с. 15—22.
5. Габриелян А. А., Хоренян Р. А. О возрасте и стратиграфическом положении вулканитов Базумо-Зангезурской тектонической зоны (Армянская ССР).—Докл. АН АрмССР, 1977, том XV, № 3, с. 166—170.
6. Грин Д. К., Рингвуд А. З. Происхождение базальтовых магм.—В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Изд. Мир, 1968, 333 с.
7. Белов А. А., Соколов С. Д. Реликты мезозойской океанической коры среди кристаллических комплексов Мисханского массива Армении.—Сов. геология, 1973, № 8, с. 26.
8. Епремян П. Л. Тектоника, рудоконтролирующие структуры и история развития зоны сочленения Анкаванского антиклинория и Памбакского синклинория. Автореф. канд. дисс., Баку, ГИН АН Азерб. ССР, 1968, 31 с.
9. Магакян Р., Закаридзе Г. С., Хоренян Р. А., Коровкина Н. А. Верхнеюрская нижнемеловая серия островодужного типа, заложенная на докембрийском континентальном основании (апаранская серия, Армения). Тез. докл., XII семинара Геохимия магматических пород. Изд. АН СССР, ГЕОХИ, 1986, с. 207—208.
10. Мелконян Р. Л., Хоренян Р. А., Чибухчян З. О. К вопросу о термобарических условиях образования пород тоналитовой формации Армянской ССР. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1984, т. XXXVII, № 6, с. 14—20.
11. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959, 442 с.
12. Саркисян О. А. История тектонического развития Севано-Ширакской интрагеосинклинали в мезозое и кайнозое.—Изв. ВУЗ-ов, Геол. и разведка, 1964, № 1, с. 1—10.
13. Хоренян Р. А. Мезозойский магматизм Цахкуняцкого хребта. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1982, 132 с.
14. Хоренян Р. А. Петрохимические особенности мезозойских вулканитов Цахкуняцкого массива.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1981, № 3, с. 38—42.

Известия АН АрмССР. Науки о Земле. XL, № 5, 17—27, 1987.

УДК: 552.3:552.11

С. Б. АБОВЯН, Р. Г. МХИТАРЯН

О КОРОНАРНЫХ СТРУКТУРАХ ПОРОД МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ МАЛОГО КАВКАЗА

Описываются коронарные структуры в полевошпатовых перидотитах, троктолитах и оливиновых габбро из массивов мафит-ультрамафитовых интрузивных комплексов офиолитовых поясов Малого Кавказа. Они развиваются на границе между зернами оливина и плагиноклаза и по составу бывают простые—однозональные и сложные—двух- и трехзональные. На основании микронзондовых исследований устанавливаются два типа коронарных образований, один из которых имеет устойчивый состав, другой характеризуется изменением содержания главных компонентов в приконтактовых частях зерен оливина и плагиноклаза, указывающим на диффузионный перенос элементов. Дается сравнение составов описываемых коронарных образований с составами коронарных образований из пород различных районов мира.

Изложенные в статье данные позволяют считать, что коронарные структуры представляют продукт реакции ранних минеральных фаз—оливина и плагиноклаза с остаточным интерстициальным расплавом в позднемагматическую стадию формирования пород, при температуре около 1100°С и при широком интервале давлений начиная от атмосферного до 6,8 кбар, что, в свою очередь, указывает на принадлежность мафит-ультрамафитовых массивов к близповерхностным образованиям.

Коронарные (реакционные, венцовые, келифитовые и др.) структуры являются интересной особенностью многих основных изверженных пород Земного шара. Они описаны для основных пород США [18].

Канады [15], Югославии [19], Греции [26], Чехии [14], Норвегии [21], Индии [22] и СССР—Карелии [4], Урала [8], Восточной Сибири [2], для габброидных включений в лавах Камчатки [12] и др. Эти образования широко развиты также в габброидах мафит-ультрамафитовых интрузивных комплексов офиолитовых поясов Малого Кавказа.

Последние представлены двумя дугообразными поясами СЗ простирания—Севано-Акеринским и Вединским. Оба пояса продолжаются на СЗ в Турцию и на ЮВ в Иран и примыкают таким образом к обширной цепи офиолитов крупной Средиземноморской геосинклинальной области, расположенной между Евроазиатской и Африканской платформами [1].

Мафит-ультрамафитовые массивы, широко развитые среди офиолитовых поясов Малого Кавказа, характеризуются общими чертами, позволяющими надежно отнести их к альпийским габбро-перидотитовым комплексам [20]. К массивам, среди габброидов которых развиты коронарные структуры, относятся: в Севано-Амасийском поясе (с СЗ на ЮВ) Мумухан-Красарский, Шоржинский¹, Джил-Сатанахачский, Караиман-Зодский, Левчайский и Ипякский, а в Вединском поясе—Азизкендская группа массивов.

Детальное описание офиолитовых поясов и приуроченных к ним массивов приведено в более ранней работе [1], здесь же отметим их общие особенности. Офиолитовые пояса сложены ассоциацией верхнемеловых вулканогенно-осадочных и мафит-ультрамафитовых интрузивных пород. Большинство интрузивных массивов имеет форму линзо- и пластообразных тел, внедренных в ядра изоклиналиных антиклинальных складок. Последние вытянуты в СЗ направлении, а массивы ориентированы согласно с простиранием вмещающих их структур. Для всех массивов характерна также четко выраженная дифференциация—расслоенность пород: в основании залегают перидотиты и дуниты (серпентинизированные), в средней части—габброиды, а в верхней—диориты, кварцевые диориты и плагиограниты. Не во всех массивах представлены все три главных типа пород, чаще средние и кислые породы апикальных частей массивов размыты. Расположенные в нижней части массивов перидотиты и дуниты постепенно кверху обогащаются полевым шпатом и переходят в полевошпатовые перидотиты, троктолиты и оливковые габбро, а еще выше оливин исчезает и породы сложены полевым шпатом и пироксенами—габбро-норитами и габбро.

Таким образом, полевошпатовые перидотиты, троктолиты и оливковые габбро представляют собой переходные породы между перидотитами и габбро и принадлежат к породам расслоенного или кумулятивного комплекса, к которым приурочены коронарные структуры. Эти породы слагают полосы шириной от 5 до 120 м, реже до 800 м.

Коронарные структуры образуются на стыке оливковых и плагиоклазовых зерен. Они не характерны для ультрамафитовых пород и, как было сказано выше, широко развиты в полевошпатовых перидотитах, троктолитах и оливковых габбро, причем, как показывают микроскопические исследования, количество их возрастает при переходе от меланократовых разновидностей к лейкократовым. Если в меланократовых разновидностях граница между оливковыми и плагиоклазовыми зернами фиксируется в виде четкой линии, а в мезократовых—она расплывчатая, местами вокруг оливковых зерен появляется еле заметная тонкая келифитовая оторочка, то в лейкократовых разновидностях оторочка четкая и достигает 0,2 мм ширины.

Оливин в рассматриваемых породах слагает идиоморфные зерна размерами до 2—3 мм, часто обладающие спайностью по направлению {010} и (100). Хорошо образованные кристаллы отсутствуют, наиболее развиты формы {110}, {010} и {001}. Чаще встречаются выделения изо-

¹ Впервые наличие коронарных структур отметил А. Г. Бетехтин [3] в лейкократовых троктолитах Шоржинского массива.

метрической формы. Трещины спайности отмечаются в направлении $\{010\}$ и $\{100\}$, реже $\{001\}$.

Для полевошпатовых перидотитов $2V = -87^\circ$, $Ng-Np = 0,039$ состав оливина определяется как хризолит с содержанием фаялитовой молекулы 18,4%. Для троктолитов $2V = -86^\circ - +88^\circ$, $Ng-Np = 0,040$ — хризолит с содержанием фаялитовой молекулы от 13 до 20%. Для оливиновых габбро $2V = -84^\circ - -87^\circ$, $Ng-Np = 0,041 - 0,043$ — от хризолита с содержанием фаялитовой молекулы — 23% до гиалосидерита — с содержанием фаялитовой молекулы — 34%.

Обычно оливин в различной степени серпентинизирован — для него характерна петельчатая структура, обусловленная замещением оливина серпентином. В начале процесса серпентинизации зерна оливина разбиты сетью мелких трещин, заполненных волокнистым серпентином (лизардитом и хризотилом). При более глубоко зашедшем процессе серпентинизации, внутренние части петель также замещены серпентином, но пластинчатым (антигоритом). Как правило, в процессе серпентинизации происходит обильное выделение магнетита.

Составы оливинов, изученных химическим и оптическим методами, обнаруживают тенденцию к возрастанию железистости по направлению: полевошпатовый перидотит ($Fa = 18,4\%$), троктолит ($Fa = 13 - 20\%$) и оливиновое габбро ($Fa = 23 - 34\%$). В целом, по сравнению с составами оливинов из ультрамафитов — дунитов ($Fa = 4 - 8\%$) и перидотитов ($Fa = 5 - 12\%$), оливины рассматриваемых пород характеризуются повышенной железистостью.

Плагиоклаз представлен зернами размерами 3—6 м. В ассоциации с оливином зерна его имеют одинаковые, реже менее идиоморфные ограничения. Зональность отсутствует, характерно полисинтетическое двойникование.

Координаты оптических осей плагиоклазов из полевошпатовых перидотитов $D_0Ng = 20^\circ$, $D_0Nm = 70^\circ$ и $D_0Np = 50^\circ$ позволяют определить их состав как Ap_{95} ; для плагиоклазов из троктолитов $D_0Ng = 48^\circ$, $D_0Nm = 59^\circ$ и $D_0Np = 58^\circ$ — как Ap_{88} ; для плагиоклазов из оливиновых габбро $D_0Ng = 44^\circ$, $D_0Nm = 28^\circ$ и $D_0Np = 55^\circ$ — как Ap_{82} . Для рассматриваемых плагиоклазов характерны манебахский, альбит-карлсбадский и альбит-эстерельский законы двойникования.

Зерна плагиоклазов обычно изменсны — эпидотизированы, хлоритизированы, серицитизированы, пренитизированы и пелитизированы. Часто к плагиоклазовым участкам бывают приурочены обильные выделения мелких зерен хромшпинелидов октаэдрической формы. Особенно это характерно для троктолитов.

Из вышеизложенного ясно, что составы плагиоклазов, изученных оптическим методом, обнаруживают тенденцию к уменьшению основности по направлению: полевошпатовый перидотит (Ap_{95}), троктолит (Ap_{88}) и оливиновое габбро (Ap_{82}). По сравнению с составами плагиоклазов из габбро и габбро-норитов (Ap_{50-65}) плагиоклазы из рассматриваемых пород характеризуются повышенной основностью.

В качестве аксессуарных минералов в исследованных породах, кроме хромшпинелида и магнетита (вторичного) встречаются титаномагнетит, пирит, пирротин, халькопирит и апатит.

Детальные наблюдения под микроскопом показали, что описываемые оторочки повторяют контуры зерен оливинов и часто обнаруживают поперечно-волокнистое строение. Кроме того, четко устанавливается, что оторочки по составу бывают простые и сложные. К простым относятся однозональные, когда между оливином и плагиоклазом развивается оторочка ортопироксена или амфибола; к сложным — двух- (Ол-Рп-Амф-Пл) и трехзональные (Ол-Рп-Амф-Рп-Пл). Весьма редко наблюдаются оторочки, в которых вместо амфибола встречается гранат. Отмечается тенденция усложнения состава оторочек в направлении: полевошпатовый перидотит-троктолит-оливиновое габбро. Типичные примеры изученных однозональных оторочек показаны на рис. 1а и трехзональных — на рис. 1б.

В литературе описаны также коронарные образования иного состава: Ол-Рп-Амф-Шп (шпинель)—Пл [2], Ол-Рп-Амф-Сим (симплектит)—Пл [21], Ол-Рп-Ди-Шп-Сим (диоксид-шпинелевый симплектит)—Пл [18], Ол-Рп-Гр (гранат)—Пл [4] и др.

Для исследования состава коронарных образований был применен метод электронного микрозондирования, позволяющий фиксировать

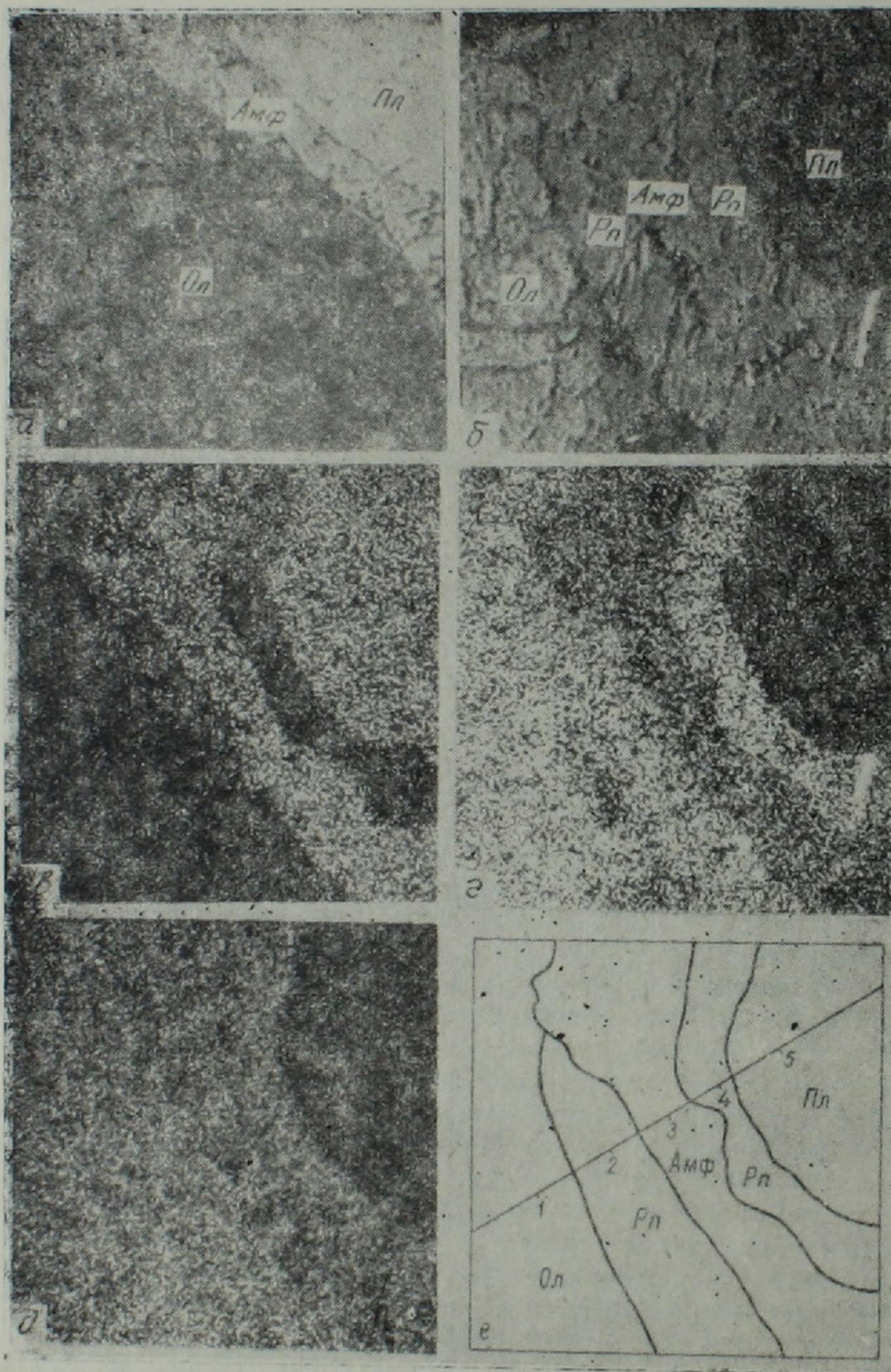


Рис. 1. Коронарные структуры и распределение Са, Fe и Mg под микрозондом: а—троктолит лейкократовый, обр. 2706. Оторочка амфибола (Амф) развивается между зернами оливина (Ол) и плагиоклаза (Пл). Увел. 300х; б—габбро оливиновое, обр. 2417. Трехзональная оторочка, состоящая из ромбического пироксена (Рп), амфибола (Амф), ромбического пироксена (Рп) между зернами оливина (Ол) и плагиоклаза (Пл). Увел. 300х; в—обр. 2417. Распределение Са (К); г—обр. 2417. Распределение Fe (К); д—обр. 2417. Распределение Mg (К); е—обр. 2417. Линия профиля через коронарную структуру.

закономерности распределения элементов без разрушения образца. Изучение проводилось на микрозонде марки IХА—5а, японской фирмы JEOL.

На рис. 1а, представляющем шлиф лейкократового троктолита (обр. 2706) под микрозондом при увеличении 300 раз, четко видны плагиоклаз—светлый участок и оливин серпентинизированный—темный участок с петлями свежего оливина. Белые пятна соответствуют магнетиту, выделившемуся в процессе серпентинизации оливина. Между плагиоклазом и серпентинизированным оливином наблюдается однозональное коронарное образование, представленное амфиболом.

На рис. 1б, представляющем оливиновое габбро (обр. 2417) при увеличении 300 раз, хорошо видны плагиоклаз—темный участок и оливин—светлый участок и заключенное между ними трехзональное коронарное образование, представленное ромбическим пироксеном, амфиболом, ромбическим пироксеном. Совершенно белые участки соответствуют магнетиту.

На рис. 1в приведено распределение Са по площади, где хорошо видно наличие трехзонального коронарного образования. Средняя часть этого образования наиболее богата Са и относится по составу к амфиболу. Распределение Fe показано на рис. 1г. Средняя часть коронарного образования обеднена железом, в то время как зоны, примыкающие к оливину и плагиоклазу, отличаются повышенным его содержанием. В этих же зонах намечаются участки с большим содержанием железа (магнетит). Распределение магния (рис. 1д) в общем совпадает по характеру с распределением железа.

Кроме площадного анализа элементов были проведены также анализы по непрерывному профилю вкостр простирающихся зон. Точки, по которым определялись химические составы минералов (табл. 1), показаны на рис. 1е. Кривые распределения FeO, MgO, CaO (рис. 2) четко фиксируют зоны с новообразованными минералами—Рп-Амф-Рп.

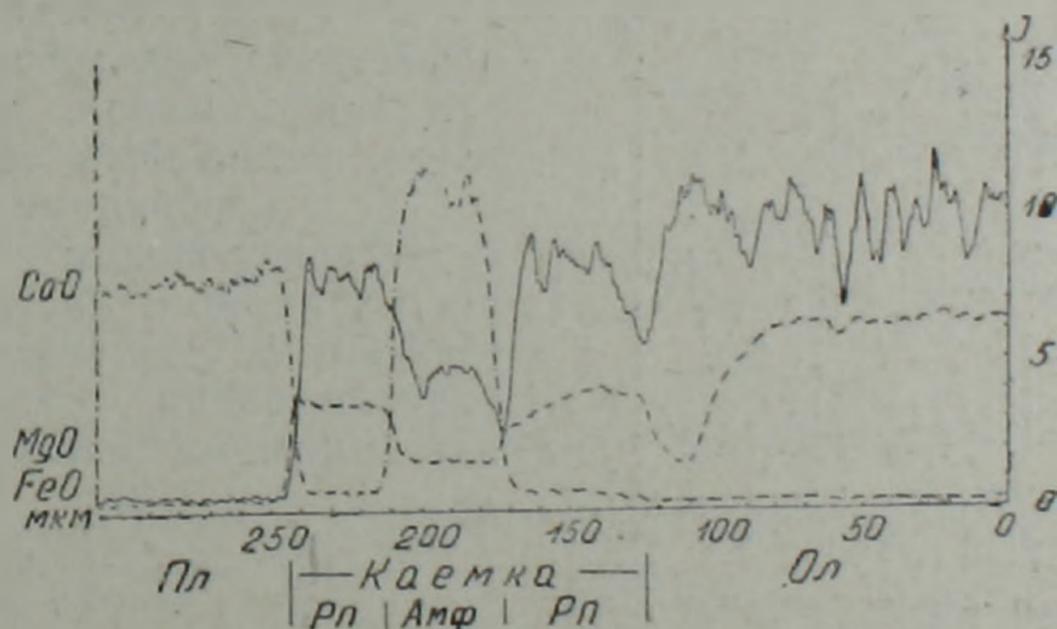


Рис. 2. Обр. 2417. Характер распределения FeO, MgO, и CaO в трехзональной оторочке. Непрерывное профилирование через коронарную структуру. Линия профиля показана на рис. 1е.

В процессе профилирования было установлено также, что зерна плагиоклазов и сохранившиеся свежими участки зерен оливинов имеют относительно устойчивый состав. Пики на диаграмме для этих участков обусловлены царапинами, трещинками и завалами. Иная картина наблюдается в серпентинизированных участках оливинов, где местами фиксируются участки с магнетитом.

Однако, в некоторых образцах исследованных плагиоклазовых перидотитов, троктолитов и оливиновых габбро наблюдается изменение составов оливинов и плагиоклазов по мере приближения к коронарным образованиям. Это касается приконтактной зоны указанных ми-

нералов шириной до 40—50 м. В этих случаях в пределах плагиоклазов наблюдается разубоживание Са по мере приближения к каемке и появление некоторого количества Fe и Mg (рис. 3, обр. 2706). Это позволяет говорить о проявлении диффузионного переноса элементов из оливина и плагиоклаза в сторону формирующихся коронарных минералов.

Таблица 1

Химические составы коронарных минералов, определенных методом электронного микронзондирования

Минерал		Ол	Рп	Амф	Рп	Пл
Окислы	№№ точек	1	2	3	4	5
		SiO ₂	40,08	49,30	54,00	52,30
Al ₂ O ₃	—	—	1,63	2,64	1,45	29,70
Σ FeO	14,80	9,18	3,85	8,58	—	
MgO	44,58	38,56	21,69	36,25	—	
CaO	—	0,77	17,69	0,98	12,00	
MnO	0,08	—	—	—	—	
Na ₂ O	0,30	—	—	—	4,70	
K ₂ O	0,11	—	—	—	—	
Сумма		99,95	99,44	99,83	99,56	99,90

Из вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1. Коронарные образования, развивающиеся в полевошпатовых перидотитах, троктолитах и оливиновых габбро между зернами оливинов и плагиоклазов бывают простые и сложные. К простым относятся однозональные, к сложным—двухзональные, представленные ромбическим пироксеном и амфиболом и трехзональные—ромбическим пироксеном, амфиболом, ромбическим пироксеном.

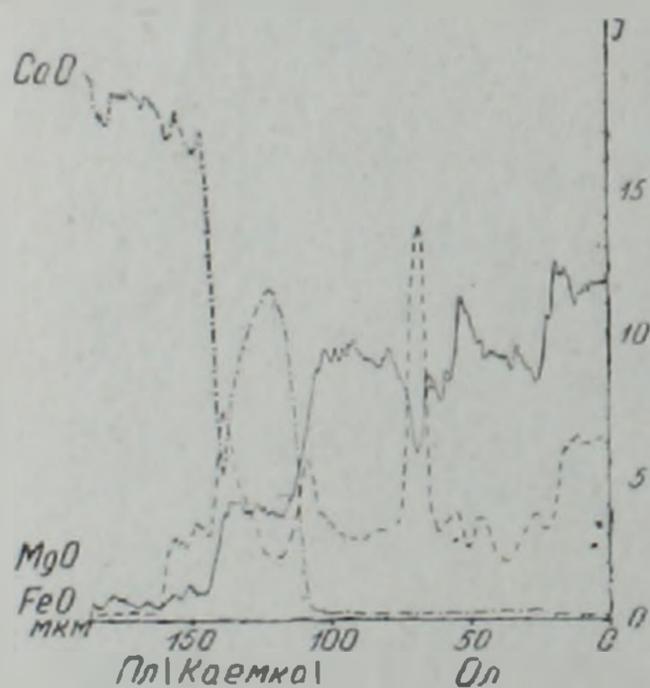


Рис. 3. Обр. 2706. Характер распределения FeO, MgO и CaO в однозональной оторочке амфибола.

2. Устанавливаются два типа коронарных образований: коронарные образования, характеризующиеся устойчивым составом (обр. 2417), и коронарные образования, характеризующиеся наличием в приконтактных частях минералов (оливина и плагиоклаза) явлений разубоживания, указывающих на диффузионный перенос элементов (рис. 3, обр. 2706).

3. В рассматриваемых породах с коронарными структурами с повышением железистости темноцветных минералов (оливинов, ортопироксенов и клинопироксенов) повышается основность плагиоклазов.

4. Ромбические пироксены изученных коронарных образований по составу относятся к бронзиту. По сравнению с бронзитами, слагающими самостоятельные породообразующие минералы (табл. 2), коронарные бронзиты отличаются несколько пониженным содержанием Al₂O₃ и CaO и повышенным содержанием MgO и FeO. При этом кайма ромбического пироксена, прилегающая непосредственно к плагиоклазу (табл. 1), обнаруживает сравнительно меньшую разницу.

5. По сравнению с составами ромбических пироксенов из коронарных образований пород различных районов мира (табл. 3), ромбические пироксены исследованных коронарных образований характеризуются несколько повышенным содержанием MgO и по составу при-

ближаются к ромбическим пироксенам коронарных образований из Южной Чехии [14] и Северной Норвегии [21].

6. Амфиболы исследованных коронарных образований по составу относятся к тремолиту с примесью FeO, указывающей на его принадлежность к разновидностям, переходным к актинолиту. Породообразующие амфиболы вмещающих пород [1] и амфиболы из коронарных образований пород различных районов мира (табл. 4) представлены зелеными роговыми обманками.

Таблица 2

Химические составы ромбических пироксенов коронарных структур и породообразующих ромбических пироксенов

Окислы	1	2	3	4
SiO ₂	49,30	52,30	51,84	48,90
TiO ₂	—	—	0,13	0,26
Al ₂ O ₃	1,63	1,45	3,41	4,59
ΣFeO	9,18	8,58	7,56	7,32
MnO	—	—	0,17	0,12
MgO	38,56	36,25	33,07	29,56
CaO	0,77	0,98	2,91	3,49
Na ₂ O	—	—	0,07	не обн.
K ₂ O	—	—	0,06	0,07
H ₂ O	—	—	не обн.	0,52
П.п.п.	—	—	1,60	2,78
Сумма	99,44	99,56	100,82	99,61

1, 2—бронзиты из коронарных образований троктолита и оливнинового габбро (обр. 2706 и 2417), 3—бронзит из гарцубургита (обр. 11856), 4—бронзит из лерцо-лита (обр. 74).

Обзор литературы по теории происхождения реакционных кайм был дан рядом исследователей [28, 13, 27] и сводится к следующему:

1. Реакционные каймы представляют собой результат реакции между ранними кристаллами и поздней магмой, т. е. позднемагматический субсолидусный продукт кристаллизующейся системы [17, 29, 21, 15, 24, 10].

2. Реакционные каймы представляют результат взаимодействия на исходную систему регионального [28, 22], термального [27] или ретроградного [16] метаморфизма.

3. Реакционные каймы как результат аутометасоматического преобразования исходного магматического минерального состава [25, 26, 11, 12].

При этом большинство авторов, за исключением сторонников метасоматического происхождения, указывает, что реакционные каймы могут возникать различным способом и что их выводы относятся к отдельным частным случаям реакционных кайм, которые они изучали.

Справедливое объяснение несостоятельности метаморфического происхождения коронарных структур дали П. А. Балыкин и др. [2]. К этому можно добавить, что детальные микроскопические исследования коронарных структур из полевошпатовых перидотитов, троктолитов и оливниновых габбро действительно обнаруживают более позднее развитие процесса серпентинизации оливнинов и пелитизации плагиоклазов по отношению к коронарным образованиям.

Объяснение происхождения коронарных структур дается в ряде экспериментальных работ. Согласно данным Грина и др. [6] граница между оливни-плагиоклазовыми ассоциациями проходит при 1100°C в пределах 4,5—6,8 кбар. Наличие фасант-шпинелевых реакционных структур на контакте оливниновых и плагиоклазовых зерен в базитовых включениях в эффузивных образованиях Камчатки [12] указывает на возможность их образования в условиях малых глубин и высоких температур, что подтверждается экспериментальными работами О'Хары

Таблица 3

Химические составы ромбических пироксенов из коронарных структур пород различных районов мира

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	55,50	54,85	55,78	52,48	52,42	54,60	54,48	50,80
TiO ₂	—	0,04	—	—	—	0,05	0,08	—
Al ₂ O ₃	1,40	2,29	0,84	3,27	1,63	1,40	2,28	1,52
ΣFeO	12,00	12,35	21,59	15,85	20,78	7,30	12,61	8,85
MnO	—	0,01	0,43	0,18	0,44	0,25	0,27	—
MgO	33,40	27,87	20,08	27,96	28,83	33,95	29,16	37,40
CaO	0,20	1,87	0,39	0,45	0,20	0,15	0,51	0,87
Сумма	102,50	99,28	98,71	100,19	99,30	98,00	99,39	99,44

1—троктолиты, Сюлительмский плутон, Северная Норвегия, n=9 [21]. 2—оливиновый габбро-норит, Чессалоникский ареал, Греция, n=1 [26]. 3—троктолиты, комплекс Фонген, Центральная Норвегия, n=2 [21]. 4—оливиновые лейкогаббро, комплекс Индре-Согн, Норвегия, n=4 [16]. 5—оливиновые габбро и троктолиты, комплекс Хедлингтон, Канада, n=10 [15]. 6—гранатовые перидотиты, Южная Чехия, n=2 [14]. 7—троктолиты, оливиновые габбро и оливиновый габбро-норит, Восточная Сибирь, n=5 [2]. 8—оливиновые габбро, Джил-Сатанахачский массив, Армянская ССР, n=2.

и Биггера [23], воспроизведшими реакцию $Ол + Пл \rightleftharpoons Мп + Шп$ при атмосферном давлении. Из приведенных данных видно, что коронарные образования на границе оливин-плагноклазовых зерен могут образоваться, по крайней мере, при температуре 1100° С и при широком диапазоне давлений—от атмосферного до 6,8 кбар.

Таблица 4

Химические составы амфиболов из коронарных структур различных районов мира

Окислы	1(6)	2(3)	3(3)	4(10)	5(10)	6(5)	7(1)
SiO ₂	45,50	37,73	40,53	42,73	41,34	44,07	54,00
TiO ₂	—	—	0,05	0,60	0,12	0,64	—
Al ₂ O ₃	18,00	24,19	19,53	15,28	16,14	13,51	2,64
ΣFeO	5,40	7,92	18,46	9,32	12,25	7,59	3,85
MnO	—	0,09	0,33	0,03	0,11	0,08	—
MgO	18,90	16,44	9,14	14,41	13,57	16,20	21,69
CaO	11,10	10,39	10,19	11,64	11,16	12,27	17,69
Na ₂ O	—	1,16	2,10	1,73	2,45	2,30	—
K ₂ O	—	—	0,50	2,25	0,43	0,45	—
Сумма	98,90	97,91	100,83	96,99	97,57	97,11	99,87

Анализы 1—5 соответствуют табл. 3; 6—троктолиты, оливиновые габбро и оливиновые габбро-нориты, Восточная Сибирь [2]. 7—тремолит из оливинового габбро, Джил-Сатанахачский массив, Армянская ССР.

В более ранней работе появление коронарных образований в изученных породах [1] рассматривалось в соответствии с реакционным принципом Боуэна [5], как результат реакции ранних минеральных фаз—оливина и плагноклаза с остаточным интерстициальным расплавом в позднемагматическую стадию формирования пород. Это не противоречит данным Уэджера и Брауна [9], согласно которым многие породы расслоенных плутонов представляют собой совокупность двух самостоятельных, часто неравновесных парагенезисов—кумулясного и интеркумулясного. Взаимодействия между указанными парагенезисами в позднемагматическую стадию и приводят к образованию коронарных структур.

Формирование интрузивов основного состава, согласно экспериментальным данным А. А. Кадика и А. А. Ярошевского [7], происходит путем продвижения фронта направленной кристаллизации пород от охлажденных к относительно перегретым участкам. В зоне кристаллизации из расплава будут выводиться высокотемпературные минеральные фазы, а остаточный расплав будет обогащаться компонентами, не характерными для состава кристаллизующихся минералов.

Приведенные в работе микрозондовые исследования коронарных структур из пород мафит-ультрамафитовых интрузивных комплексов офиолитовых поясов Малого Кавказа подтверждают их позднемагматическое происхождение, как результат реакции ранних минеральных фаз с остаточным интерстициальным расплавом. Возникшие при этом одни коронарные образования характеризуются устойчивым составом (обр. 2417), другие — наличием в приконтактных частях минералов (оливинов и плагиоклазов) явлений разубоживания (обр. 2706), 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 и др.), количество которых в остаточном расплаве, по мере кристаллизации оливина и плагиоклаза, возрастает.

Таким образом, приведенные данные о происхождении коронарных структур приводят к следующим выводам:

1. Коронарные структуры, в соответствии с реакционным принципом Боуэна, представляют собой результат реакции ранних минеральных фаз с остаточным интерстициальным расплавом или результат реакции между кумулусным и интеркумулусным минеральными парагенезисами в позднемагматическую стадию формирования исследованных пород.

2. Коронарные структуры на границе оливин-плагиоклаз могут образоваться при температуре $1100^{\circ}C$ и при широком интервале давлений, начиная от атмосферного до 6,8 кбар, что, в свою очередь, приводит к важному петрологическому выводу о принадлежности мафит-ультрамафитовых массивов, включающих полевошпатовые перидотиты, троктолиты и оливиновые габбро, к близповерхностным образованиям. Это находится в полном соответствии с аналогичным выводом, сделанным ранее [1] на основании геологических данных.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 8.I.1986

Ս. Բ. ԱՐՈՎՅԱՆ, Բ. Գ. ՄԵԻՔԱՐՅԱՆ

ՓՈՔՐ ԿՈՎԿԱՍԻ ՕՖԻՈՒՏԱՅԻՆ ԳՈՏԻՆԵՐԻ ՆԵՐՃԱՅԹՔՈՒԿԱՅԻՆ
ՀԱՄԱԼԻՐՆԵՐԻ ՄԱՖԻՏ-ՈՒԼՏՐԱՄԱՖԻՏԱՅԻՆ ԱՊԱՐՆԵՐԻ ՊՍԱԿԱԶԵՎ
ԿԱՌՈՒՑՎԱԾՔՆԵՐԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Նկարագրվում են Փոքր Կովկասի օֆիոլիտային գոտիների մաֆիտ-ուլտրամաֆիտային ներժայթքուկային համալիրների պլագիոկլազային պերիդոտիտներում, արոկտոլիտներում և օլիվինային գաբրոներում հանդիպող պսակաձև կառուցվածքները: Դրանք գոյանում են օլիվինի և պլագիոկլազի հատիկների սահմանային մասերում և ըստ կազմի լինում են պարզ՝ միապոնալ և բարդ՝ երկ- կամ եռապոնալ:

Հոդվածում բերված տվյալները հիմք են տալիս ենթադրելու, որ պսակաձև կառուցվածքներն իրենցից ներկայացնում են փոխազդեցության արդյունք մի կողմից՝ օլիվինի և պլագիոկլազի և մյուս կողմից՝ մնացորդային

միջհատիկային հալոցքի միջև ապարների գոյացման ուղմագմատիկ ստա-
ւիայում, մոտ 1100°C ջերմաստիճանի և ճնշման լայն սահմաններում՝ սկսած
մթնոլորտայինից մինչև 6,8 կբար, որն իր հերթին վկայում է մաֆիտ- ուլտ-
րամաֆիտային զանգվածների մերձակերեսային գոյացման հնարավորու-
թյան մասին:

S. B. ABOVIAN, R. G. MKHITARIAN

ON THE MINOR CAUCASUS OPHIOLITE BELTS MAFIC-ULTRAMAFIC INTRUSIVE COMPLEXES ROCKS CORONA TEXTURES

A b s t r a c t

The Minor Caucasus ophiolite belts mafic-ultramafic intrusive complexes feldspatic peridotites, troctolites and olivinic gabbros corona textures are described. Those are developed on the boundaries between olivine and plagioclase grains and by their composition are simple—unizonal and complex—bi- or trizonal. Microsound investigations have shown the presence of two types of coronas: the first has a stable composition and the second is characterized by variable composition of main components in the boundary zone of olivine and plagioclase grains, which is indicative of elements diffusional transference. A comparison is made between investigated corona textures with the same ones from the rocks of different regions of the world.

The obtained data allow to consider the corona textures to be a reaction product between olivine and plagioclase early mineral phases and interstitial melt during the rocks formation late-magmatic stage at a temperature about 1100°C and a wide range of pressures—from atmospheric to 6,8 kbar, which shows the possibility of mafic-ultramafic massifs to belong to the near-surface formations.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абовян С. Б. Мафит-ультрамафитовые интрузивные комплексы офиолитовых поясов Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981, 306 с.
2. Балыкин П. А., Петрова Т. Е., Майорова О. Н. Коронарные структуры пород дунит-троктолит-габбровой формации Восточной Сибири.—В кн.: Петрология и вулканизм магматических формаций Сибири. Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, Новосибирск: 1983, вып. 563, с. 159—182.
3. Бетехтин А. Г. Шоржинский хромитоносный перидотитовый массив (в Закавказье) и генезис месторождений хромистого железняка вообще.—В кн. Хромиты СССР, т. 1. М.—Л.: Изд. АН СССР, 1937, 156 с.
4. Богачев А. И., Куликов В. С., Светов А. П., Свидиренко Л. П., Смосарев В. Д., Степинов В. С. Стадии тектонического развития и магматические формации докембрия Карелии.—В кн.: Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Тр. Ин-та геол. Карельск. фил. АН СССР. Л.: 1976, вып. 32, 162 с.
5. Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. М.—Л.: ОНТИ НКПТ, 1934, 324 с.
6. Грин Т. Х., Грин Д. Х., Рингвуд А. Е. Происхождение высокоглиноземистых базальтов и их взаимоотношения с кварцевыми толеитами и щелочными базальтами.—В кн.: Происхождение главных серий изверженных пород по данным экспериментальных исследований. Л.: Изд. Недра, 1979, с. 223—239.

7. Кадик А. А., Ярошевский А. А. О физических условиях магматизма.—В кн. Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. 1, М.: Изд. Наука, 1972, с. 184—189.
8. Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Изд. Наука, 1968, 178 с.
9. Уэджер Л. П., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Изд. Мир, 1970, 552 с.
10. Шарков Е. В. Петрология расслоенных интрузивов. Л.: Изд. Наука, 1980, 183 с.
11. Щека С. А. Петрология и рудоносность никеленосных дунит-троктолитовых интрузий Станового хребта. М.: Изд. «Наука», 1969, 133 с.
12. Щека С. А., Волюнец О. Н. Реакция оливин+анортит в габброндных включениях вулкана Кихпиньч (Камчатка).—В кн.: Проблемы глубинного магматизма. М.: Изд. Наука, 1979, с. 197—205.
13. Brogger W. C. The south Norwegian hyperites and their metamorphism. Videnskaps. Acad. Skr., Oslo, Mat. Naturvid, 1934, p. 1—421.
14. Fediukova E. Kelyphitic reaction rims in garnet peridotites. Acta univ. carol. Geol. 1977, N 3—4, p. 185—192.
15. Grieve, R., Gittlings J. Composition and formation of coronas in the Hadlington gabbro, Ontario, Canada. Canad. J. Earth Sci., 1975, v. 12, N 2, p. 289—299.
16. Griffin W. L., Heier K. S. Petrological implications of some corona structures. Lithos, 1973, v. 6, N 4, p. 315—335.
17. Herz N. Petrology of the Baltimore gabbro, Maryland. Bull. Geol. Soc. Amer., 1951, v. 62, p. 979—1016.
18. Huang U. T., Merritt S. A. Petrography of troctolite of mount Wichita, Oklahoma. The Amer. Mineralogist, 1954, v. 39, N 7—8, p. 549—565.
19. Ilie M. M., Karamata S., Gorovic A., Simic J. Фелдспат-перидотитские стеношулана (Баковички ультрамафитский массив). Геоложких анала, Балканског. полуостров, книга XXXIII, Београд, 1967, стр. 35—71.
20. Jacson E. D., Thayer T. R. Some criteria for distinguishing between stratiform, concentric and alpine peridotite-gabbro complex. Intern. Geol. Congr., XXIV session, section 2, Petrologie, Mineral., 1972, p. 289—296.
21. Mason R. Electron-probe microanalysis of coronas in a troctolite from Sulitjelma Norway. Mineral. Mag. 1967, v. 36, N 280, p. 505—514.
22. Murthy M. N. Coronites from India and their bearing on the origin of coronas. Bull. Geol. Soc. Amer., 1958, v. 69, N 1, p. 23—38.
23. O'Hara M. J., Bigger G. M. Diopside-spinel equilibria, anorthite and forsterite relationships in silica-poor liquids in the system CaO—MgO—Al₂O₃—SiO₂ at atmospheric pressure and their bearing on the genesis of melilites and nephelinites. Amer. Journ. Sci. Shatrer, 1969, v. 267, № 3, p. 364—390.
24. Rai H. Origin of corona structure in the gabbro of Kargil igneous complex, Ladakh, India. Neues Jahrb. Mineral. Abh., 1979, v. 8, p. 373—380.
25. Reyholds R. B., Frederickson A. F. Corona development in Norwegian hyperites and its bearing on the metamorphic facies concept. Bull. Geol. Soc. Amer., 1962, v. 73, № 1, p. 59—71.
26. Sapountzis E. S. Coronas from the Thessaloniki gabbros (North Greece). Contr. Mineral. and Petrol., 1975, v. 51, № 3, p. 197—203.
27. Shand S. L. Coronas and coronites. Bull. Geol. Soc. Amer., 1945, v. 56, № 3, p. 247—265.
28. Sederholm J. J. Ou synantectic minerals. Common geol. de Finlahde, Bull. 1916, № 48, p. 1—59.
29. Weedon D. S. Corona structures in the basic igneous masses of East Aberdeen, shire. Nature, v. 208, 1965, p. 830—831.