

12. Лебедев П. И. Вулкан Алагез и его лавы.—Тр. СОИС, серия закавказ.. Л. изд. АН СССР и Упр. водн. хоз-ва ССР Армении, 1931, вып. 3, 379 с.
13. Лебедев П. И. К вопросу о природе туфовых лав вулкана Алагез.—Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 6, с. 119—120.
14. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Армянское вулканическое нагорье.—Природа, 1928, № 5, с. 430—436.
15. Мкртчян К. А. Некоторые замечания о генезисе туфов арктического типа (Армянская ССР).—Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 5, с. 119—126.
16. Петров В. П. Игнимбриты и туфолавы; еще о природе арктик-туфа.—В кн.: Туфолавы, М.: Изд. АН СССР, 1957, с. 17—25.
17. Петров В. П. Петрографический облик игнимбритов и туфовых лав и их место среди горных пород, промежуточных между лавами и туфами.—В кн.: Туфолавы и игнимбриты, М.: Изд. АН СССР, 1961, с. 24—38.
18. Смит Р. Л. Потоки вулканического пепла.—В кн.: Проблемы палеовулканизма, М.: ИЛ, 1963, с. 307—370.
19. Ширинян К. Г. Стратиграфическое расчленение четвертичной туфо-туфолаво-вой голши области г. Арагац.—В кн.: Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1956, с. 74—82.
20. Ширинян К. Г. Игнимбриты и туфолавы (принципы классификации и условия формирования на примере Армении).—В кн.: Туфолавы и игнимбриты, М.: Изд. АН СССР, 1961, с. 47—61.
21. Ширинян К. Г. Вулканические туфы и туфолавы Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1961, 160 с.
22. Ширинян К. Г. Игнимбритовый вулканизм.—В кн.: Позднеорогенный кислый вулканизм Армянской ССР, Ереван: Изд. АН АрмССР, 1971, с. 89—96.

Известия АН АрмССР, Науки о Земле, XXXVIII, № 5, 44—71, 1985.  
УДК:552.333.552.12:551,763.3

А. Х. МНАЦАКАНЯН, Э. Х. ХУРШУДЯН

## ИЗМЕНЧИВОСТЬ СОСТАВА КЛИНОПИРОКСЕНОВ ВЕРХНЕМЕЛОВОГО БАЗАЛЬТОВОГО КОМПЛЕКСА КАК ОТРАЖЕНИЕ СТЕПЕНИ ЕГО ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОСТИ (ИДЖЕВАНСКИЙ ПРОГИБ)

Клинопироксены различных генераций в последовательно залегающих пластах брекчий, потоках и силлах верхнемеловых базальтов Иджеванского прогиба варьируют от диопсид-салитов до авгитов ( $Si_9Fe^{+2}Mg_4 \leftrightarrow Al^{IV}Fe^{+3}Ca_4$ ). Эти замещения вызывают закономерные вариации таких параметров в элементарной ячейке, как *c* и *b*. Устанавливаются два типа зональности: *прерывистая* ( $Si_{10}Mg_9Fe^{+2} \leftrightarrow Al^{IV}Fe^{+3}Ti_6$ ), связанная со сменой  $Amf-CPx$  парагенезиса фенокристаллов на  $OI-CPx$  в различных фракциях базальтового расплава в условиях повышения  $T$  и падения  $P_{H_2O}$  и *непрерывная* ( $Al^{IV}Ca_7Fe^{+3} \leftrightarrow Si_{10}Fe^{+2}Al^{IV}$ ), связанная со сменой интрателлурического этапа на эруптивный и прекращением кристаллизации вкрапленников оливина в условиях падения  $T$  и дегазации.

Существенная роль клинопироксенов в петрогенезисе базальтов определяется тем, что их кристаллическая структура вмещает все главные катионы базальтовых систем и является индикатором химизма вмещающей среды. Состав клинопироксенов и ведущие изоморфные пары элементов отражают принадлежность базальтовых серий к различным геологическим ассоциациям [5, 14, 17]. Характерные для клинопироксенов зональные структуры фиксируют изменения  $T^\circ$ , химизма силикатной части расплава и режима летучих, в частности,  $SiO_2$ ,  $TiO_2$ ,  $Ca/Al$  по [19, 20],  $Si/Al$ ,  $Fe/Mg$  по [15],  $Si/Al$  и  $P_{H_2O}$  в связи с прерывистой кристаллизацией лейцита по [16],  $Si$ ,  $\sum Fe$  и  $FeO_2$ , определяющими по [21] гетеровалентные  $SiFe^{+2} \leftrightarrow Al^{IV}Fe^{+3}$  замещения.

В статье приводятся результаты химических и микронзондовых анализов различных генераций клинопироксенов верхнеконьяк-сантоп-

ских базальтовых потоков, даек и силлов Иджеванского прогиба. Этот минерал представляет особый интерес как фаза, которая в изученном базальтовом комплексе кристаллизуется на всех этапах длительной эволюции очага.

Антидромная последовательность извержений базальтов и появление наиболее легкоплавких порций на самых ранних этапах вулканизма, а также прерывистая смена парагенезисов фенокристаллов в последовательно поступающих порциях расплава указывают на глубоко зашедшую флюидно-магматическую дифференциацию, обусловившую вертикальное расслоение магматической колонны и накопление летучих в ее верхних частях с последующей дегазацией [8]. Одновременно, общий порядок смены ассоциаций указывает на условия сохраняющегося подтока тепла из области первичного выплавления магмы.

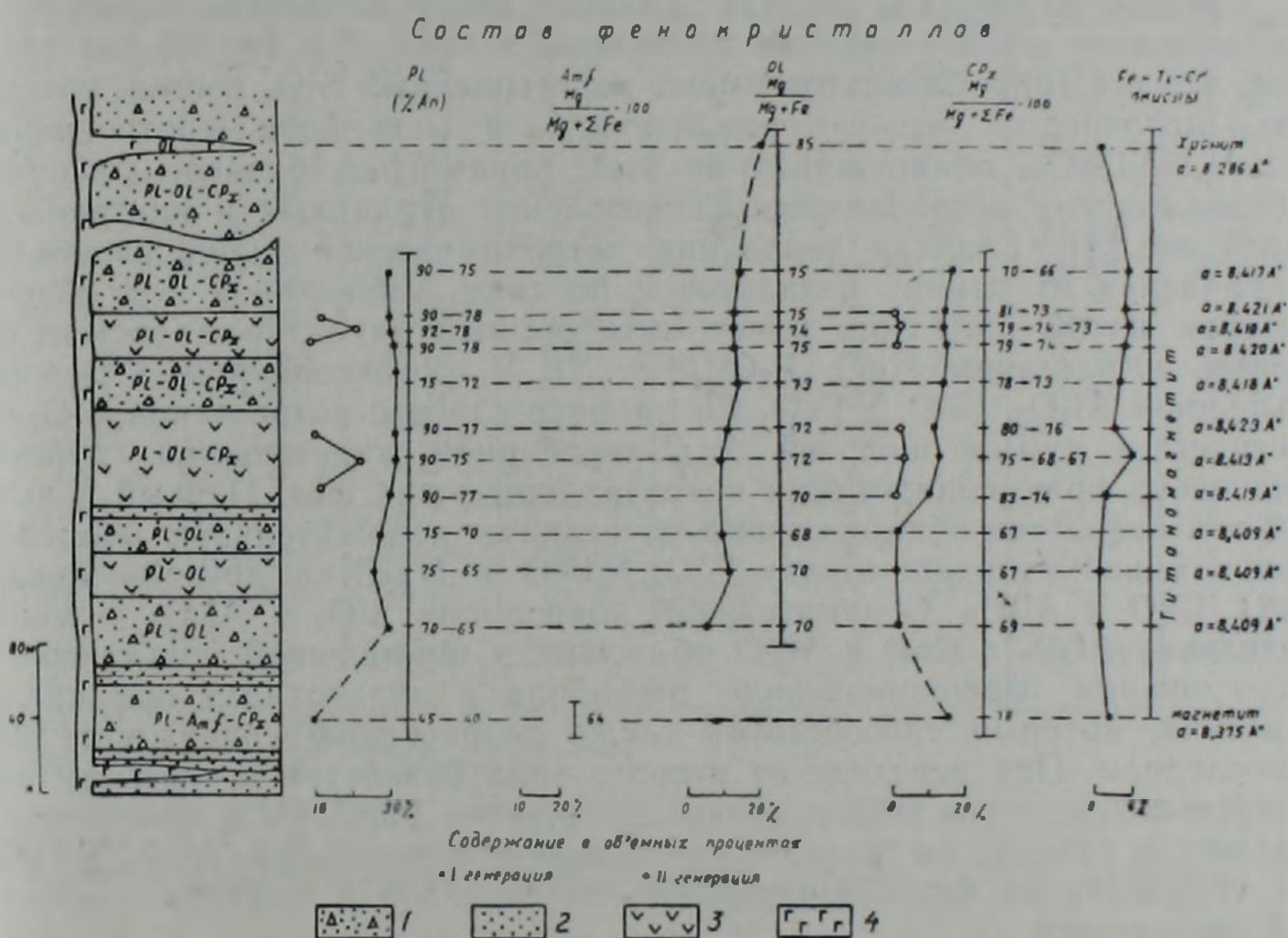


Рис. 1. Разрез средней части верхнеконьяк-нижнесантонского вулканического комплекса Иджеванского прогиба (с. Ачаджур) и ассоциации фенокристаллов изученных минералого-петрографических типов базальтов. 1. Пласты эпикластических брекчий. 2. Прослон туфопесчаников. 3. Потоки плагиоклаз-оливиновых и плагиоклаз-оливиноклинопироксеновых базальтов. 4. Силлы оливиновых долеритов.

**Петрография и химизм.** Базальты верхнеконьяк-сантонского комплекса Иджеванского прогиба дифференцированы по составу и представлены тремя минералого-петрографическими типами, формирование которых шло с определенными временными перерывами. На примере детального изучения средней части опорного Ачаджурского разреза (рис. 1) устанавливается следующая последовательность их формирования: 1) Pl—Amf—CPx базальты слагают в основании приведенного фрагмента горизонт грубообломочных эпикластических и шлаковых брекчий. Они обладают порфириковой структурой со стекловатой гнилопилитовой основной массой, содержащей первые мелкие выделения

оливина; 2) Pl—Ol и Pl—Ol—Cpx полифировые базальты и долериты—наиболее характерный для изученного комплекса петрографический тип, образующий мощные пласты брекчий и потоки. Ему свойственны сериально-порфировая структура, разновозрастные ассоциации фенокристаллов, общее высокое их содержание и мелкосреднекристаллическая микродолеритовая основная масса, облик которой слабо зависит от температурной зональности потоков. Из особенностей, важных для дальнейшего рассмотрения вариаций состава клинопироксенов, подчеркнем, что в участках медленного охлаждения крупных потоков возрастает количество вкрапленников плагиоклаза II генерации и магнетита, а также степень окисленности последнего. 3) Ol долериты—монофировый тип со среднекристаллической долеритовой или призматически-зернистой основной массой, образующий пластовые тела и дайки на разных горизонтах комплекса.

Средние химические составы, главные петрохимические параметры и содержание микроэлементов приведены в табл. 1 и 1а. Из нее следует, что все типы базальтов имеют недосыщенный  $\text{SiO}_2$  состав, натровую щелочность, низкую титанистость и мантийное соотношение  $\text{Cr} > \text{V} > \text{Ni} \geq \text{Co}$ , обнаруживая по этим параметрам близкое сходство с базальтовыми ассоциациями кайнозойских окраинных и внутренних морей по [1]. Главная тенденция петрохимической изменчивости в направлении от ранних базальтов к поздним, выявленная для общей выборки из 45 анализов, имеет антидромный характер и состоит в резком возрастании  $\text{MgO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Cr, Ni, V, согласованном с резким убыванием  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , CaO,  $\Sigma \text{FeO}$ , Co на фоне слабого возрастания  $\text{SiO}_2$  и постоянства суммы щелочей. Эта тенденция—свидетельство глубоко зашедшего фракционирования интрателлурических фаз. Первый и второй тип базальтов обнаруживают отчетливую положительную корреляцию с одной стороны между  $\text{SiO}_2$ ,  $\Sigma \text{FeO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ , с другой—между  $\text{MgO}$ , CaO и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Отрицательная корреляция  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и положительная  $\text{Al}_2\text{O}_3$  с CaO и MgO объясняется повышенной ролью фракционирования фенокристаллов амфибола и плагиоклаза при спаде давления, который способствует также возрастанию содержания Al в последнем. При переходе от второго типа базальтов к третьему некое возрастание  $\text{SiO}_2$  и резкое повышение  $\text{MgO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  противопоставляются такому же резкому уменьшению содержаний  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\Sigma \text{FeO}$ , что указывает на фракционирование плагиоклаза и оливина с отсадкой последнего.

Для изученной возрастной последовательности характерна дискретная смена парагенезисов вкрапленников по следующей схеме: плагиоклаз (№ 45—40) + базальтическая роговая обманка ( $m=64\%$ ) + клинопироксен (диопсид-салит) + магнетит → плагиоклаз (№ 90—75) + оливин ( $\text{Fo}_{76-55}$ ) + клинопироксен (авгит) + титаномagnetит → оливин ( $\text{Fo}_{85}$ ) + хромшпинель. Отмеченное возрастание кальциевости плагиоклаза, глиноземистости клинопироксена, титанистости магнетита при переходе от первого типа базальтов ко второму, резкое возрастание магниальности оливина и появление хромшпинели в базальтах третьего типа очевидно указывает на дискретное смещение интрателлурической кристаллизации каждой фракции расплава в область все более и более высоких температур. При этом заметно возрастает как степень порфировости, так и степень кристалличности основной массы. Эти особенности свидетельствуют об условиях прогрессивной дегазации, «осушения» пересыщенного летучими расплава. Pl—Amf—Cpx базальты представляют наиболее приповерхностную и водонасыщенную его фракцию, имеющую низкую степень плавления, при которой

CaO преимущественно входит во вкрапленники, а FeO и MgO—в основную массу. Pl—Ol и Pl—Ol—Cpx базальты отвечают той стадии, когда частичное плавление исходного вещества достигает максимального объема. В этих условиях, после прорыва на поверхность и спада внешнего давления в очаге ускоренно повышается устойчивость высокоанортитового плагиоклаза, усиливается его фракционирование и появляется характерная низкобарная высокотемпературная ассоциация фенокристаллов ранней интрателлурической стадии (плагиоклаз+оливин). При этом приповерхностная амфибол—клинопироксеновая

Таблица 1  
Средние химические составы, нормы и тренд изменчивости базальтов верхнемелового комплекса Иджеванского прогиба

Окислы	I	II	III	Нормы	I	II	III	
	n=5	n=30	n=11					
SiO <sub>2</sub>	44.74	46.24	47.28	ap	0.34	0.34	0.67	
TiO <sub>2</sub>	1.16	0.90	1.04	il	2.28	1.67	1.97	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.16	18.15	13.98	mt	7.87	7.18	5.79	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.83	4.93	4.02	hem	1.44	—	—	
FeO	3.49	7.09	6.35	or	5.57	4.45	5.00	
MnO	0.17	0.18	0.18	ab	20.97	23.59	19.41	
MgO	6.39	5.73	12.00	an	34.49	34.85	25.31	
CaO	11.06	11.17	.50	ne	1.14	0.85	—	
Na <sub>2</sub> O	2.69	2.93	2.27	di { wo	8.48	8.94	9.06	
K <sub>2</sub> O	0.89	0.75	0.84		en	7.33	5.42	6.63
H <sub>2</sub> O	0.98	0.47	0.55		fs	—	3.03	1.58
T <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.18	0.35					
п.п.п.	2.46	1.22	2.26					
Σ	99.08	99.94	100.62	ol { fo	6.04	6.19	10.41	
Mg/Mg+ΣFe	0.63	0.52	0.72	fa	—	3.67	2.45	
Fe <sup>3+</sup> /Fe <sup>2+</sup> +Fe <sup>3+</sup>	0.66	0.41	0.38	hy { en <sub>1</sub>	—	—	8.55	
				fs <sub>1</sub>	—	—	1.98	
					95.96	100.18	98.80	
I фактор CW=63%	Mg <sub>9</sub> P <sub>9</sub> Si <sub>7</sub>							
	Al <sub>9</sub> Ca <sub>7</sub> ΣFe <sub>4</sub> Na <sub>4</sub>							

I—Pl—Amf—Cpx базальты; II—Pl—Ol—Cpx базальты; III—Ol долериты.

Таблица 1а

Средние содержания микроэлементов\*

	I	II	III
	n=6	n=15	n=10
V	0.035	0.034	0.062
Cr	0.044	0.047	0.150
Co	0.004	0.0047	0.0017
Ni	0.004	0.0035	0.053
Cu	0.0009	0.0215	0.003
Sc	0.0041	0.0027	0.003
V/Cr	0.80	0.79	0.51
Co/Ni	1.00	1.30	0.40

\* По результатам количественного спектрального анализа; ИГН АН АрмССР, аналитик С. А. Мнацаканян.

ассоциация как неустойчивая претерпевает диссоциацию, рекристаллизацию с частичным растворением и становится для данных базальтов реликтовой. Выделение оливиновой фазы в них определяет авгитовый состав появляющихся вслед за ней вкрапленников клинопироксена. Последний продолжает выделяться и на более поздних этапах интрателлурической кристаллизации, когда исчезает оливин, и на эффузивном этапе, постоянно ассоциируя с плагиоклазом. Оливиновые долериты, внедрившиеся после интенсивного выноса из очага летучих компонентов и завершения эффузивно-эксплозивных процессов, являются наиболее высокотемпературной и глубинной фракцией с характерной аккумулятивной ассоциацией фенокристаллов. Она соответствует наиболее высокой степени плавления, при которой глиноземистые фазы переходят в расплав.

*Химизм клинопироксенов.* В различных типах изученных базальтов клинопироксен образует зерна разных генераций. В Pl—Amf—Cpx базальтах это в основном мегакристаллы и гломеропорфировые сростки слабозонального строения со следами рекристаллизации и редкие точечные выделения в стекловатом базисе. В Pl—Ol—Cpx базальтах кристаллизация клинопироксена имеет длительный характер: устанавливаются два поколения фенокристаллов зонального строения (мегакристаллы и микрофенокристаллы), а также призматические выделения в основной массе. Ol долериты содержат клинопироксен только эффузивной стадии кристаллизации.

Мономинеральные фракции клинопироксенов под бинокуляром представляют смеси разноокрашенных разновидностей. Их по крайней мере три: 1) светлая, ярко-травяно-зеленая, отвечающая диопсид-салиту; 2) интенсивно-зеленая и 3) буровато-зеленая до светло-коричневой, отвечающие авгиту. Наблюдаются также и обломки с постепенными переходами окраски, но в различных телах или на разных горизонтах потоков преобладающими оказываются те или иные разновидности. Характерно, что в Pl—Amf—Cpx базальтах пироксеновая фаза представлена почти исключительно светло-окрашенным диопсид-салитом. В потоках Pl—Ol—Cpx базальтов встречаются все три разновидности, но существенно преобладают интенсивно-зеленая (зоны закаливания) и буровато-зеленая, светло-коричневая (зоны медленного охлаждения). В Ol долеритах клинопироксен основной массы представлен светлоокрашенным диопсид-салитом.

Химические анализы, кристаллохимические формулы, параметры состава и физические свойства каждой из выделенных разновидностей клинопироксенов приведены в табл. 2, 3, 4. В табл. 5 сведены результаты микронзондовых анализов зональных фенокристаллов и зерен эффузивной стадии кристаллизации. Определения проводились в прозрачно-полированных шлифах, при этом, учитывая рекомендации И. Я. Ценер [13], преимущественно выбирались близкие к базальным сечения, в которых границы зон перпендикулярны плоскости шлифа и срез проходит ближе к ядру кристалла.

Во всех анализах сумма весовых процентов приведена к 100%. Качество выполненных анализов оценивалось на основании четырех последовательных операций, суммированных в работе [17]. Удовлетворительным признавался анализ, в котором после расчета формулы на 6 атомов кислорода: 1) сумма  $Si + Al^{IV} = 2,00 \pm 0,02$ ; 2) сумма октаэдрических катионов ( $Mn, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Mg, Ti, Al^{IV}$ )  $> 0,98$ ; 3) сумма катионов в позиции  $M(2) = 1,00 \pm 0,02$ ; 4) баланс зарядов ( $VI Al + Fe^{+3} + 2VI Ti^{+4} = IV Al + M Na$ ) уравнивался с точностью  $\pm 0,03$ . С по-

Таблица 2

Химический состав, кристаллохимические формулы и физические свойства светлой разновидности клинопироксенов из исследованных базальтов

Компоненты, параметры	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>SiO<sub>2</sub></i>	49.45	49.52	49.90	50.24	50.25	50.45	50.63	50.62
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0.48	0.76	0.85	0.50	0.56	0.60	0.55	0.75
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	4.79	5.08	4.95	4.64	3.98	3.36	3.87	3.91
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	4.03	3.10	1.33	3.25	4.13	2.90	3.31	3.07
<i>FeO</i>	3.56	3.58	4.99	3.57	3.52	4.15	3.80	4.28
<i>MnO</i>	0.12	0.14	—	0.18	0.16	0.13	0.14	0.19
<i>MgO</i>	14.70	14.57	15.28	15.05	14.85	15.19	15.03	15.80
<i>CaO</i>	22.52	22.79	22.35	22.19	21.83	22.64	22.29	20.74
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	0.32	0.40	0.32	0.30	0.62	0.52	0.32	0.59
<i>K<sub>2</sub>O</i>	0.03	0.06	0.03	0.06	0.10	0.06	0.05	0.05

Кристаллохимические формулы в расчете на 4 катиона

<i>Si</i>	1.828	1.826	1.836	1.850	1.854	1.857	1.867	1.858
<i>Al</i>	0.172	0.174	0.164	0.150	0.146	0.143	0.133	0.142
	<u>2.00</u>							
<i>Al</i>	0.037	0.047	0.053	0.049	0.027	0.003	0.035	0.026
<i>Ti</i>	0.013	0.020	0.024	0.013	0.015	0.018	0.014	0.022
<i>Fe<sup>+3</sup></i>	0.111	0.084	0.035	0.089	0.115	0.080	0.093	0.084
<i>Mg</i>	0.810	0.800	0.833	0.828	0.816	0.834	0.824	0.865
<i>Fe<sup>+2</sup></i>	0.029	0.049	0.055	0.021	0.026	0.065	0.034	0.003
	<u>1.00</u>							
<i>Fe<sup>+2</sup></i>	0.082	0.063	0.099	0.090	0.083	0.063	0.084	0.129
<i>Mn</i>	0.002	0.004	—	0.007	0.004	0.005	0.004	0.006
<i>Ca</i>	0.890	0.902	0.870	0.877	0.865	0.893	0.883	0.817
<i>Na</i>	0.022	0.027	0.022	0.022	0.044	0.035	0.022	0.044
<i>K</i>	0.004	0.004	—	0.004	0.004	0.005	0.004	0.004
	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>	<u>1.01</u>	<u>0.99</u>	<u>1.00</u>

Продолжение таблицы 2

Соотношения атомов

<i>Mg/Mg+Σ Fe</i>	0.78	0.80	0.81	0.81	0.77	0.80	0.79	0.80
<i>Ca</i>	46.3	47.5	46.2	46.0	45.4	46.1	46.0	43.0
<i>Σ Fe</i>	11.6	10.3	9.9	10.5	11.8	10.8	11.0	11.4
<i>Mg</i>	42.1	42.2	43.8	43.5	42.8	43.1	43.0	45.6
<i>Si/Al</i>	8.7	8.2	8.5	9.3	10.7	12.7	11.1	11.1
<i>+2V</i>	50°	54°	50°	50°	53°	53°	52°	54°
<i>Ng' (±0.003)</i>	1.706	1.704	1.706	1.707	1.712	1.708	1.706	1.708
<i>Np'</i>	1.682	1.680	1.682	1.682	1.687	1.689	1.682	1.678
<i>asinβ (Å)</i>	9.360	9.360	9.360	9.355	9.360	9.355	9.359	9.355
<i>a</i>	9.744	9.740	9.738	9.739	9.745	9.740	9.744	9.753
<i>b</i>	8.914	8.911	8.897	8.897	8.898	8.897	8.906	8.904
<i>csinβ</i>	5.062	5.050	5.052	5.045	5.062	5.059	5.053	5.056
<i>c</i>	5.256	5.255	5.247	5.252	5.265	5.267	5.261	5.271
<i>β</i>	73°49'	73°56'	73°59'	73°52'	73°50'	73°51'	73°51'	73°38'

1—обр. 20016, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый долерит из субвулканического тела, с. Хаштарак; 2—обр. 2072, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый базальт из дайки, лев. борт р. Агстев; 3—обр. 2086, мегакристалл (2×3 см) из плагиоклаз-оливин-клинопироксенового долерита, с. Хаштарак; 4—обр. 2071, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый базальт из лавового потока, с. Ачаджур; 5—обр. 2077с, плагиоклаз-амфибол-клинопироксеновый базальт из обломков в вулканических брекчиях, с. Ачаджур; 6—обр. 2076—плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый базальт из лавового потока, лев. борт р. Агстев; 7—обр. 2070—оливин-плагиоклаз-клинопироксеновый долерит из лавового потока, с. Ачаджур; 8—обр. 20—клинопироксен из основной массы оливиновых долеритов, пластовое тело, с. Саригюх.

Химический состав, кристаллохимические формулы и физические свойства интенсивно-зеленой разности клинопироксенов из исследованных базальтов

Компо- ненты, па- раметры	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
<i>SiO<sub>2</sub></i>	46.10	46.53	46.70	45.70	46.72	46.87	46.89	46.89	46.91	46.97	47.03	47.04	47.06	47.11	47.36	47.39	48.16
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0.74	0.95	0.76	1.01	0.84	0.90	0.86	1.00	0.68	0.81	0.90	0.90	0.82	1.00	1.04	0.50	0.73
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	7.30	6.22	6.68	7.03	7.33	6.26	6.95	7.64	6.71	6.63	7.67	8.53	6.40	7.38	6.26	6.14	6.20
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	5.64	5.20	3.32	4.24	3.18	5.96	4.45	5.23	3.73	6.00	5.43	5.90	3.11	5.65	2.92	3.96	4.04
<i>FeO</i>	3.69	5.28	5.87	4.82	5.06	3.59	5.04	2.97	5.38	3.27	3.73	2.97	6.39	3.12	6.58	4.10	4.43
<i>MnO</i>	0.08	0.19	0.19	0.25	0.22	0.07	0.04	0.14	0.01	0.14	0.18	0.18	0.08	0.14	—	0.14	0.08
<i>MgO</i>	14.04	14.33	13.75	13.77	14.43	13.80	13.72	13.96	13.93	14.01	13.65	13.21	14.01	14.46	13.92	14.54	14.17
<i>CaO</i>	21.89	21.76	22.13	21.66	22.01	21.79	21.35	21.07	21.96	21.74	20.32	20.18	21.63	20.04	21.34	22.60	21.61
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	0.47	0.50	0.45	0.46	0.20	0.68	0.64	1.00	0.63	0.38	1.00	1.00	0.45	1.00	0.50	0.56	0.58
<i>K<sub>2</sub>O</i>	0.05	0.17	0.15	0.06	0.01	0.08	0.06	0.10	0.06	0.05	0.09	0.09	0.05	0.10	0.08	0.07	—
Кристаллохимические формулы в расчете на 4 катиона																	
<i>Si</i>	1.709	1.724	1.728	1.732	1.730	1.741	1.736	1.727	1.734	1.747	1.739	1.740	1.745	1.734	1.755	1.746	1.782
<i>Al</i>	0.291	0.272	0.272	0.268	0.270	0.259	0.264	0.273	0.266	0.253	0.261	0.260	0.255	0.266	0.245	0.254	0.217
	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
<i>Al</i>	0.030	—	0.023	0.039	0.050	0.018	0.043	0.059	0.027	0.037	0.072	0.109	0.026	0.058	0.032	0.012	0.054
<i>Ti</i>	0.020	0.027	0.022	0.029	0.022	0.025	0.024	0.029	0.020	0.022	0.024	0.024	0.023	0.029	0.029	0.013	0.022
<i>Fe<sup>+3</sup></i>	0.156	0.116	0.093	0.121	0.089	0.170	0.124	0.146	0.102	0.169	0.151	0.164	0.085	0.155	0.080	0.111	0.111
<i>Mg</i>	0.772	0.787	0.757	0.759	0.795	0.763	0.756	0.765	0.767	0.773	0.751	0.727	0.772	0.793	0.770	0.799	0.779
<i>Fe<sup>+2</sup></i>	0.022	0.070	0.106	0.053	0.045	0.025	0.053	0.001	0.082	0.003	0.002	—	0.094	—	0.089	0.066	0.034
	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.09	—	1.00	1.00	1.02	1.00	1.03	1.00	1.00	1.00
<i>Fe<sup>+2</sup></i>	0.092	0.095	0.076	0.096	0.113	0.086	0.103	0.090	0.083	0.100	0.114	0.091	0.104	0.095	0.113	0.060	0.103
<i>Mn</i>	0.002	0.007	0.007	0.009	0.007	0.002	0.002	0.004	—	0.004	0.007	0.007	0.002	0.004	—	0.004	0.002
<i>Ca</i>	0.870	0.859	0.877	0.859	0.871	0.867	0.847	0.831	0.869	0.865	0.805	0.801	0.859	0.791	0.848	0.892	0.855
<i>Na</i>	0.031	0.036	0.031	0.031	0.009	0.040	0.044	0.071	0.044	0.027	0.071	0.071	0.031	0.071	0.035	0.040	0.040
<i>K</i>	0.005	0.009	0.009	0.005	—	0.005	0.004	0.004	0.004	0.004	0.005	0.005	0.004	0.004	0.004	0.004	—
	1.00	1.01	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	1.00	0.97	1.00	1.00	1.00

## Соотношения атомов

$Mg/Mg+\Sigma Fe$	0.70	0.74	0.73	0.74	0.76	0.73	0.73	0.76	0.74	0.74	0.74	0.74	0.73	0.76	0.73	0.72	0.76
<i>Ca</i>	45.5	41.6	45.9	45.5	45.5	44.4	45.0	45.3	45.6	45.3	44.2	44.9	44.8	43.1	44.6	46.3	45.4
$\Sigma Fe$	14.1	14.8	14.4	14.3	12.9	14.7	14.9	12.9	14.1	14.2	14.7	14.3	14.9	13.6	14.8	12.3	13.2
<i>Mg</i>	40.4	40.6	39.7	40.2	41.6	39.9	40.1	41.8	40.3	40.5	41.1	40.8	40.3	43.3	40.6	41.4	41.4
<i>Si/Al</i>	5.3	6.3	5.8	5.6	5.4	6.3	5.6	5.2	5.9	6.0	5.2	4.7	6.2	5.4	6.3	6.5	6.6
+2 <i>V</i>	60°	58°	57°	62°	57°	62°	61°	59°	60°	62°	62°	62°	58°	58°	56°	59°	59°
<i>Ng'</i> ( $\pm 0.003$ )	1.714	1.712	1.714	1.714	1.710	1.719	1.718	1.706	1.708	1.712	1.712	1.712	1.710	1.710	1.716	1.712	1.708
<i>Nr'</i>	1.689	1.688	1.690	1.688	1.684	1.690	1.693	1.684	1.683	1.689	1.687	1.689	1.687	1.686	1.690	1.687	1.684
<i>asin</i> $\beta$ Å	9.370	9.363	9.360	9.362	9.358	9.349	9.363	9.361	9.358	9.363	9.360	9.355	9.363	9.360	9.355	9.355	9.355
<i>a</i>	9.743	9.743	9.744	9.738	9.747	9.728	9.741	9.747	9.741	9.740	9.743	9.743	9.753	9.742	9.743	9.742	9.740
<i>b</i>	8.884	8.891	8.894	8.886	8.888	8.892	8.886	8.886	8.891	8.894	8.894	8.894	8.900	8.895	8.897	8.890	8.890
<i>csin</i> $\beta$	5.062	5.060	5.060	5.062	5.066	5.068	5.060	5.067	5.066	5.066	5.059	5.066	5.059	5.060	5.062	5.060	5.060
<i>c</i>	5.276	5.274	5.271	5.273	5.276	5.274	5.274	5.276	5.274	5.271	5.266	5.276	5.270	5.267	5.272	5.273	5.268
$\beta$	73°43	73°56	73°52	73°45	73°47	63°57	73°57	73°49	73°51	73°58	73°56	73°47	73°45	73°54	73°47	73.50	73°50

9—обр. 2064з, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый долерит из лавового потока, с. Ачаджур; 10—обр. 2027а, мегакристаллы из обломков плагиоклаз-оливин-клинопироксенового базальта в вулканических брекчиях, с. Хаштарак; 11—обр. 5, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый долерит из лавового потока, с. Хаштарак; 12—2086з, мегакристалл из плагиоклаз-оливин-клинопироксенового долерита, субвулканическое тело, с. Хаштарак; 13—обр. 39д, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый долерит из лавового потока, с. Ачаджур; 14—обр. 2072з, плагиоклаз-клинопироксен-оливиновый базальт из дайки, лев. борт р. Агстев; 15—обр. 2028з, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый долерит из лавового потока, с. Хаштарак; 16—обр. 2067, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый базальт из лавового потока, с. Ачаджур; 17—обр. 6, то же; 18—обр. 2058, то же; 19—обр. 2071, то же; 20—обр. 2070, то же; 21—обр. 33д, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый долерит, из лавового потока, с. Шаваршаван; 22—обр. 2069, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый базальт из лавового потока, с. Ачаджур; 23—обр. 32д, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый долерит из пластовой залежи, с. Шаваршаван; 24—обр. 1п, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый долерит из субвулканического тела, с. Хаштарак; 25—обр. 1п<sub>2</sub>, то же.

Химический состав, кристаллохимические формулы и физические свойства бурой разновидности клинопироксенов из исследованных базальтов

Компоненты, параметры	26	27	28	29	30
$SiO_2$	47.83	48.11	48.20	48.44	48.72
$TiO_2$	1.10	0.61	0.81	0.99	0.72
$Al_2O_3$	5.35	5.79	4.75	4.88	4.92
$Fe_2O_3$	6.16	3.77	6.90	5.44	5.94
$FeO$	3.85	5.79	3.75	4.92	3.48
$MnO$	0.21	0.16	0.19	0.26	0.10
$MgO$	12.75	13.70	14.03	14.33	13.97
$CaO$	21.65	21.37	20.43	19.89	21.26
$Na_2O$	1.00	0.60	0.85	0.76	0.80
$K_2O$	0.10	0.10	0.12	0.10	0.09
Количество атомов в расчете на 4 катиона					
$Si$	1.787	1.783	1.796	1.800	1.809
$Al$	0.213	0.215	0.204	0.200	0.191
	<u>2.00</u>	<u>2.00</u>	<u>2.00</u>	<u>2.00</u>	<u>2.00</u>
$Al$	0.020	0.037	0.002	0.014	0.023
$Ti$	0.031	0.018	0.022	0.026	0.020
$Fe^{+3}$	0.171	0.107	0.191	0.151	0.164
$Mg$	0.709	0.757	0.778	0.794	0.773
$Fe^{+2}$	0.069	0.082	0.007	0.015	0.020
	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>
$Fe^{+2}$	0.050	0.098	0.109	0.137	0.090
$Mn$	0.007	0.004	0.007	0.009	0.002
$Ca$	0.866	0.848	0.816	0.795	0.846
$Na$	0.072	0.045	0.063	0.054	0.058
$K$	0.005	0.005	0.005	0.005	0.004
	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>	<u>1.00</u>

Продолжение таблицы 4

Соотношения атомов

$Mg/Mg + \Sigma Fe$	0.71	0.72	0.72	0.72	0.73
$Ca$	46.4	44.8	42.9	42.0	44.7
$Fe$	15.6	15.2	16.2	16.0	14.5
$Mg$	38.0	40.0	40.9	42.0	40.8
$Si/Al$	7.6	7.0	8.7	8.4	8.5
$+2V$	53°	52°	55°	52°	53°
$Ng'$ ( $\pm 0.003$ )	1.718	1.718	1.718	1.716	1.714
$Np'$	1.693	1.693	1.693	1.690	1.688
$asin \beta$ (Å)	9.360	9.360	9.356	9.366	9.363
$a$	9.745	9.731	9.742	9.749	9.753
$b$	8.903	8.903	8.897	8.899	8.904
$csln \beta$	5.063	5.063	5.059	5.064	5.070
$c$	5.261	5.259	5.270	5.264	5.262
$\beta$	73°50'	73°47'	73°43'	73°53'	73°52'

26—обр. 2076, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый базальт из лавового потока, лев. борт р. Агстев; 27—обр. 1п<sub>2</sub>, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый долерит из субвулканического тела, с. Хаштарак; 28—обр. 2075, плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый долерит из лавового потока, лев. борт р. Агстев; 29—обр. 20646—плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый долерит из лавового потока, с. Ачаджур; 30—обр. 20006—плагиоклаз-оливин-клинопироксеновый долерит из субвулканического тела, с. Хаштарак.

мощью этого уравнения в микрозондовых анализах производилось разделение  $Fe^{+2}$  и  $Fe^{+3}$ . После отбраковки анализов формулы рассчитывались на 4 катиона и записывались в соответствии со структурной формулой кальциевых клинопироксенов:  $Si$  — в тетраэдрической координации,  $Mg$  — в октаэдрической позиции  $M(1)$ ,  $Ca$  — крупном полиэдре  $M(2)$ . Происходящие в каждой из трех позиций изоморфные изменения представлялись как замена  $Ca$ ,  $Mg$  и  $Si$  катионами различной валентности таким образом, чтобы сохранялся баланс зарядов  $(Ca_{1-x}R_x^{+1})(Mg_{1-y}R_y^{+3})(Si_{2-z}Al_z^{+3})$ , где заряды в  $x+z=y$  [20].

Вариации в составе описываемых клинопироксенов и ведущие тренды изоморфных замещений статистически изучены для всей совокупности анализов методом главных компонент, описанным Дуденко Л. Н. с соавторами [5, 6]. Расчеты выполнены по программе ВСЕГЕИ «Факторный анализ» в лаборатории математических методов ИГиН АН АрмССР. Стандартные отклонения признаков в изученной совокупности сравнивались с отклонениями в атомных количествах на 10 атомов кислорода, рассчитанными Л. Н. Дуденко [6] на основании сведений о погрешности силикатных анализов диабазы и гранита. Из этого сравнения следует, что изменения  $Mn$ ,  $Na$  и  $K$  близки к погрешностям определений, поэтому они исключаются из рассмотрения.

Полученные результаты указывают, что ведущим в изменении составов описываемых клинопироксенов является гетеровалентный авгитовый тренд  $Si_6Fe_7^{+2}Mg_4Al_1^{VI} \rightleftharpoons Al_6Fe_7^{+3}Ca_4Ti_2$  (I фактор,  $W=45,0\%$ ), свойственный маложелезистым щелочным и оливиновым базальтам, и в том числе океанических островов [6, 14]. Подчеркнем его согласованность с ведущим трендом изменчивости вмещающих базальтов (табл. 1). Следующим по значимости является замещение  $Mg_8Ca_6Si_2 \rightleftharpoons Ti_7Fe_5^{+2}Al_1^{IV}Al_1^{VI}$  (II фактор,  $W=28,8\%$ ). Рассмотрение этих формул и коэффициентов ковариации выявляет: 1) преобладание замещений в тетраэдре с согласованными изовалентными замещениями в октаэдре  $Mg, Fe^{+2} \rightarrow Ca, Fe^{+2} \rightarrow Ca$ ; 2) слабую выраженность замещений в полиэдре  $M(2)$  и участие  $Ca$  в суммарных замещениях; 3) обратную связь между  $Ca-Al$  чермакитом и  $Fe^{+2}$ ; 4) отрицательную связь  $Fe^{+2}-Fe^{+3}$  ( $r=-0,7$ ); 5) слабую связь  $Al^{IV}-Al^{VI}$  ( $r=-0,1$ ). В целом устойчивые положительные связи  $Si-Mg$  ( $r=0,5$ )  $Si-Fe^{+2}$  ( $r=0,5$ ), а также  $Al^{IV}-Fe^{+3}$  ( $r=0,7$ ),  $Al^{IV}-Ca$  ( $r=0,4$ ),  $Al^{IV}-Ti$  ( $r=0,4$ ),  $Fe^{+3}-Ca$  ( $r=0,3$ ),  $Fe^{+3}-Ti$  ( $r=0,2$ ) позволяют представить состав изученных клинопироксенов в виде компонентов, участвующих в гетеровалентных замещениях как закономерные группы. Это входящие в пироксеновый четырехугольник энстатит ( $Mg_2Si_2O_6$ ) и ферросилит ( $Fe_2^{+2}Si_2O_6$ ) с одной стороны и включающие трехвалентные катионы кальциевые молекулы Чермака —  $CaAl_2SiO_6$ ,  $CaFe_2^{+3}AlSiO_6$ ,  $CaFe_2^{+3}TiSiO_6$  — с другой, при постоянном преобладании  $CaAl_2SiO_6$ .

На построенной общей компонентной диаграмме (рис. 2) по положению фигуративных полей выделяются четыре группы, отвечающие светлоокрашенным диопсид-салитам (I), интенсивно-зеленым (II), буровато-зеленым, светло-коричневым (III) авгитам фенокристаллов и авгитам основной массы (IV). Межгрупповые тренды нанесены на данную диаграмму по результатам отдельных обчислений I и II групп

Химический состав и кристаллохимические формулы клинопироксена в различных зонах фенокристаллов и в основной массе исследованных базальтов по результатам лавального анализа

Компо- ненты	Зона закладки																		Сила																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
	Обр. 2072						Обр. 2028						Обр. 2056							Обр. 2059						Обр. 2064						Обр. 2075																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18		19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100	101	102	103	104	105	106	107	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117	118	119	120	121	122	123	124	125	126	127	128	129	130	131	132	133	134	135	136	137	138	139	140	141	142	143	144	145	146	147	148	149	150	151	152	153	154	155	156	157	158	159	160	161	162	163	164	165	166	167	168	169	170	171	172	173	174	175	176	177	178	179	180	181	182	183	184	185	186	187	188	189	190	191	192	193	194	195	196	197	198	199	200	201	202	203	204	205	206	207	208	209	210	211	212	213	214	215	216	217	218	219	220	221	222	223	224	225	226	227	228	229	230	231	232	233	234	235	236	237	238	239	240	241	242	243	244	245	246	247	248	249	250	251	252	253	254	255	256	257	258	259	260	261	262	263	264	265	266	267	268	269	270	271	272	273	274	275	276	277	278	279	280	281	282	283	284	285	286	287	288	289	290	291	292	293	294	295	296	297	298	299	300	301	302	303	304	305	306	307	308	309	310	311	312	313	314	315	316	317	318	319	320	321	322	323	324	325	326	327	328	329	330	331	332	333	334	335	336	337	338	339	340	341	342	343	344	345	346	347	348	349	350	351	352	353	354	355	356	357	358	359	360	361	362	363	364	365	366	367	368	369	370	371	372	373	374	375	376	377	378	379	380	381	382	383	384	385	386	387	388	389	390	391	392	393	394	395	396	397	398	399	400	401	402	403	404	405	406	407	408	409	410	411	412	413	414	415	416	417	418	419	420	421	422	423	424	425	426	427	428	429	430	431	432	433	434	435	436	437	438	439	440	441	442	443	444	445	446	447	448	449	450	451	452	453	454	455	456	457	458	459	460	461	462	463	464	465	466	467	468	469	470	471	472	473	474	475	476	477	478	479	480	481	482	483	484	485	486	487	488	489	490	491	492	493	494	495	496	497	498	499	500	501	502	503	504	505	506	507	508	509	510	511	512	513	514	515	516	517	518	519	520	521	522	523	524	525	526	527	528	529	530	531	532	533	534	535	536	537	538	539	540	541	542	543	544	545	546	547	548	549	550	551	552	553	554	555	556	557	558	559	560	561	562	563	564	565	566	567	568	569	570	571	572	573	574	575	576	577	578	579	580	581	582	583	584	585	586	587	588	589	590	591	592	593	594	595	596	597	598	599	600	601	602	603	604	605	606	607	608	609	610	611	612	613	614	615	616	617	618	619	620	621	622	623	624	625	626	627	628	629	630	631	632	633	634	635	636	637	638	639	640	641	642	643	644	645	646	647	648	649	650	651	652	653	654	655	656	657	658	659	660	661	662	663	664	665	666	667	668	669	670	671	672	673	674	675	676	677	678	679	680	681	682	683	684	685	686	687	688	689	690	691	692	693	694	695	696	697	698	699	700	701	702	703	704	705	706	707	708	709	710	711	712	713	714	715	716	717	718	719	720	721	722	723	724	725	726	727	728	729	730	731	732	733	734	735	736	737	738	739	740	741	742	743	744	745	746	747	748	749	750	751	752	753	754	755	756	757	758	759	760	761	762	763	764	765	766	767	768	769	770	771	772	773	774	775	776	777	778	779	780	781	782	783	784	785	786	787	788	789	790	791	792	793	794	795	796	797	798	799	800	801	802	803	804	805	806	807	808	809	810	811	812	813	814	815	816	817	818	819	820	821	822	823	824	825	826	827	828	829	830	831	832	833	834	835	836	837	838	839	840	841	842	843	844	845	846	847	848	849	850	851	852	853	854	855	856	857	858	859	860	861	862	863	864	865	866	867	868	869	870	871	872	873	874	875	876	877	878	879	880	881	882	883	884	885	886	887	888	889	890	891	892	893	894	895	896	897	898	899	900	901	902	903	904	905	906	907	908	909	910	911	912	913	914	915	916	917	918	919	920	921	922	923	924	925	926	927	928	929	930	931	932	933	934	935	936	937	938	939	940	941	942	943	944	945	946	947	948	949	950	951	952	953	954	955	956	957	958	959	960	961	962	963	964	965	966	967	968	969	970	971	972	973	974	975	976	977	978	979	980	981	982	983	984	985	986	987	988	989	990	991	992	993	994	995	996	997	998	999	1000	1001	1002	1003	1004	1005	1006	1007	1008	1009	1010	1011	1012	1013	1014	1015	1016	1017	1018	1019	1020	1021	1022	1023	1024	1025	1026	1027	1028	1029	1030	1031	1032	1033	1034	1035	1036	1037	1038	1039	1040	1041	1042	1043	1044	1045	1046	1047	1048	1049	1050	1051	1052	1053	1054	1055	1056	1057	1058	1059	1060	1061	1062	1063	1064	1065	1066	1067	1068	1069	1070	1071	1072	1073	1074	1075	1076	1077	1078	1079	1080	1081	1082	1083	1084	1085	1086	1087	1088	1089	1090	1091	1092	1093	1094	1095	1096	1097	1098	1099	1100	1101	1102	1103	1104	1105	1106	1107	1108	1109	1110	1111	1112	1113	1114	1115	1116	1117	1118	1119	1120	1121	1122	1123	1124	1125	1126	1127	1128	1129	1130	1131	1132	1133	1134	1135	1136	1137	1138	1139	1140	1141	1142	1143	1144	1145	1146	1147	1148	1149	1150	1151	1152	1153	1154	1155	1156	1157	1158	1159	1160	1161	1162	1163	1164	1165	1166	1167	1168	1169	1170	1171	1172	1173	1174	1175	1176	1177	1178	1179	1180	1181	1182	1183	1184	1185	1186	1187	1188	1189	1190	1191	1192	1193	1194	1195	1196	1197	1198	1199	1200	1201	1202	1203	1204	1205	1206	1207	1208	1209	1210	1211	1212	1213	1214	1215	1216	1217	1218	1219	1220	1221	1222	1223	1224	1225	1226	1227	1228	1229	1230	1231	1232	1233	1234	1235	1236	1237	1238	1239	1240	1241	1242	1243	1244	1245	1246	1247	1248	1249	1250	1251	1252	1253	1254	1255	1256	1257	1258	1259	1260	1261	1262	1263	1264	1265	1266	1267	1268	1269	1270	1271	1272	1273	1274	1275	1276	1277	1278	1279	1280	1281	1282	1283	1284	1285	1286	1287	1288	1289	1290	1291	1292	1293	1294	1295	1296	1297	1298	1299	1300	1301	1302	1303	1304	1305	1306	1307	1308	1309	1310	1311	1312	1313	1314	1315	1316	1317	1318	1319	1320	1321	1322	1323	1324	1325	1326	1327	1328	1329	1330	1331	1332	1333	1334	1335	1336	1337	1338	1339	1340	1341	1342	1343	1344	1345	1346	1347	1348	1349	1350	1351	1352	1353	1354	1355	1356	1357	1358	1359	1360	1361	1362	1363	1364	1365	1366	1367	1368	1369	1370	1371	1372	1373	1374	1375	1376	1377	1378	1379	1380	1381	1382	1383	1384	1385	1386	1387	1388	1389	1390	1391	1392	1393	1394	1395	1396	1397	1398	1399	1400	1401	1402	1403	1404	1405	1406	1407	1408	1409	1410	1411	1412	1413	1414	1415	1416	1417	1418	1419	1420	1421	1422	1423	1424	1425	1426	1427	1428	1429	1430	1431	1432	1433	1434	1435	1436	1437	1438	1439	1440	1441	1442	1443	1444	1445	1446	1447	1448	1449	1450	1451	1452	1453	1454	1455	1456	1457	1458

Кристаллохимические формулы в пересчете на 4 катиона

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
<i>Si</i>	1.870	1.742	1.846	1.852	1.766	1.852	1.737	1.804	1.912	1.753	1.887	1.924	1.810	1.919	1.863	1.827	1.876	1.856
<i>Al</i>	0.180	0.258	0.154	0.148	0.214	0.129	0.263	0.196	0.088	0.247	0.113	0.076	0.190	0.081	0.128	0.173	0.121	0.144
	2.00	2.00	2.00	2.00	1.98	1.98	2.00	2.00	2.09	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	1.99	2.00	1.99	2.00
<i>Al</i>	0.063	0.013	0.015	0.015	—	—	0.062	0.037	0.075	0.074	0.048	0.017	0.065	0.027	—	0.033	—	0.018
<i>Ti</i>	0.018	0.027	0.025	0.011	0.024	0.018	0.022	0.029	0.011	0.027	0.025	0.018	0.034	0.018	0.013	0.027	0.022	0.020
<i>Fe<sup>3+</sup></i>	0.089	0.203	0.107	0.111	0.182	0.109	0.169	0.112	0.007	0.131	0.034	0.035	0.064	0.036	0.125	0.112	0.107	0.096
<i>Mg</i>	0.785	0.751	0.782	0.859	0.762	0.815	0.725	0.750	0.852	0.696	0.739	0.800	0.744	0.782	0.826	0.735	0.776	0.878
<i>Fe<sup>2+</sup></i>	0.042	0.006	0.071	0.004	0.032	0.058	0.022	0.072	0.055	0.072	0.154	0.130	0.093	0.147	0.036	0.093	0.085	—
	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.01
<i>Fe<sup>2+</sup></i>	0.092	0.080	0.158	0.097	0.109	0.187	0.120	0.190	0.116	0.098	0.168	0.102	0.192	0.209	0.048	0.137	0.179	0.121
<i>Mn</i>	0.002	0.004	0.009	0.002	0.002	0.011	0.004	0.011	0.002	0.005	0.007	0.002	0.006	0.014	0.002	0.009	0.011	0.006
<i>Ca</i>	0.878	0.871	0.775	0.890	0.860	0.788	0.832	0.750	0.847	0.852	0.766	0.860	0.749	0.733	0.909	0.785	0.755	0.831
<i>Na</i>	0.031	0.045	0.053	0.011	0.049	0.053	0.040	0.045	0.035	0.045	0.054	0.036	0.045	0.045	0.048	0.067	0.067	0.035
<i>K</i>	—	—	0.004	—	—	0.004	0.005	0.005	—	—	0.005	—	0.005	—	—	—	—	—
	1.00	1.00	1.00	1.00	1.02	1.03	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.01	1.00	1.01	1.99
<i>Si/Al</i>	7.5	6.4	10.9	11.3	8.3	14.3	5.4	7.7	11.8	5.5	11.7	20.5	7.1	17.8	14.5	8.9	15.5	11.4
<i>Mg/Mg+Σ Fe</i>	0.78	0.72	0.73	0.80	0.70	0.69	0.70	0.66	0.83	0.70	0.67	0.75	0.68	0.67	0.80	0.68	0.68	0.80
<i>Ca</i>	46.5	45.6	41.0	45.4	44.4	40.3	44.5	40.0	45.1	46.1	41.2	44.7	40.6	38.6	46.8	42.3	39.7	43.3
<i>Σ Fe</i>	12.0	15.1	17.7	10.7	16.3	18.1	16.7	20.0	9.5	16.3	19.1	13.8	18.9	20.2	10.8	18.3	19.5	11.3
<i>Mg</i>	41.5	39.3	41.3	43.9	39.3	41.6	38.8	40.0	45.4	37.6	39.7	41.5	40.4	41.2	42.4	39.4	40.8	45.4

Примечание: Анализы выполнены в лаборатории ИГЕМ АН СССР В. А. Боровиным. Минерал анализировался в прозрачно-поларизованных шлифах на рентгеновском микроанализаторе MS-46 «Сатеса»; ускоряющее напряжение 20 кВ, размер электронного пучка 1 мкм. Ошибка прибора 2% от 100%. В качестве эталонов использовались природные пироксены, а также простые окислы  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ ,  $SiO_2$ . Определялось суммарное железо, которое затем пересчитывалось на  $FeO$ .

( $Si_{10}Mg_9Fe^{+2} \leftrightarrow Al^{IV}_6Fe^{+3}Ti_6$ ) и II—III—IV групп ( $Al^{IV}_{10}Ca_7Fe^{+3} \leftrightarrow Si_{10}Fe^{+2}Al^{VI}_1$ ). Рассмотрение диаграммы и таблиц показывает, что внутри I группы колебания составов сравнительно невелики и состоят в согласованных изменениях  $Si(Al^{IV})$ ,  $Mg$  и  $Ca$  при более выдержанных  $\Sigma Fe$ ,  $Al^{VI}$  и  $Ti$ . Во второй группе, как это видно по дисперсности фигуративного поля и изменению направления оси изменчивости, диапазон колебаний состава шире, но здесь устойчиво высоки содержания  $Al^{IV}$  и  $Ca$ , при согласованных между собой заметных вариациях  $Al^{VI}$ ,  $\Sigma Fe$ ,  $Mg$ .

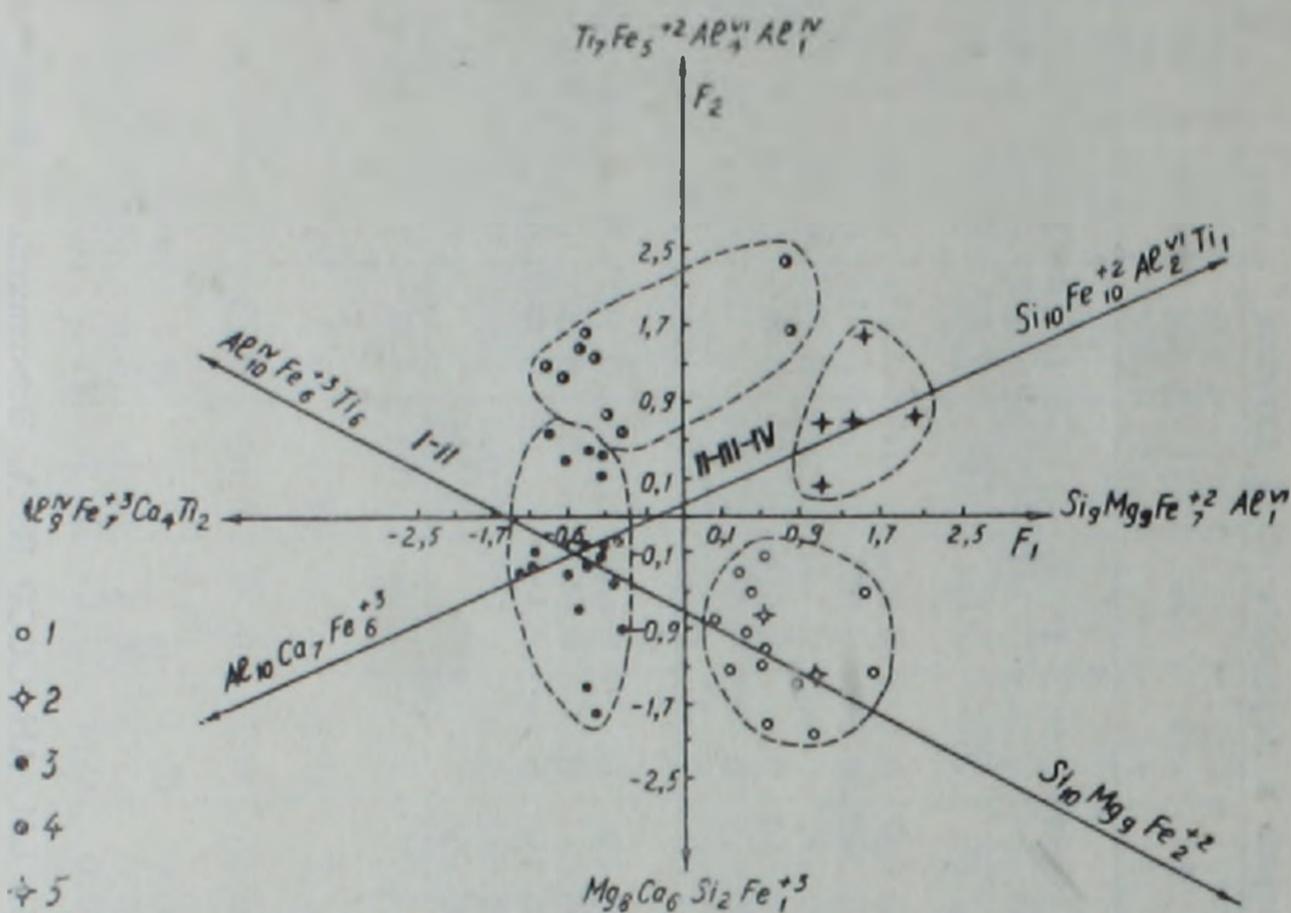


Рис. 2. Компонентная диаграмма различных генераций клинопироксенов из верхнемеловых базальтов. 1. Диопсид-салиты из вкрапленников в Pl—Amf—Cpx базальтах и из эвгдральных ядер зональных вкрапленников в Pl—Ol—Cpx базальтах. 2. Диопсид-салит из основной массы оливиновых долеритов. 3. Интенсивно-зеленые авгиты из вкрапленников в Pl—Ol—Cpx базальтах. 4. Зеленовато-бурые и светло-коричневые авгиты из вкрапленников в Pl—Ol—Cpx базальтах. 5. Авгиты из основной массы Pl—Ol—Cpx базальтов.

Обр. 2072—Pl—Ol—Cpx базальт из маломощной дайки, левый борт р. Агстев: 1—светлый Cpx ядра зонального мегакристалла в сечении  $\perp (110)$ ; 2—темнозеленый Cpx краевой каймы; 3—тонкопризматический кристалл в интергранулярной основной массе, сечение  $\parallel (010)$ .

Обр. 2028—Pl—Ol—Cpx базальт из основания маломощного (10 м) потока, Ачаджурский разрез: 4—светлый Cpx ядра зонального мегакристалла в сечении  $\perp (110)$ ; 5—темнозеленый Cpx краевой каймы; 6—тонкопризматическое зерно в микродолеритовой основной массе, сечение  $\parallel (100)$ .

Обр. 2056—Pl—Ol—Cpx базальт из основания потока (15 м), Ачаджурский разрез; 10—темнозеленый Cpx внутренней зоны зонального субфенокристалла в сечении  $\perp (110)$ ; 11—буровато-зеленый Cpx краевой каймы.

Обр. 2059—Pl—Ol—Cpx базальт из нижней части потока (45 м), Ачаджурский разрез: 7—светлый Cpx ядра зонального мегакристалла в сечении  $\perp (110)$ ; 8—темнозеленый Cpx краевой каймы; 9—лейст в интергранулярной основной массе.

Обр. 2064—Pl—Ol—Cpx долерит из центральной части того же потока; 12—светлый Cpx в секторе  $\langle 001 \rangle$  зонального мегакристалла; 13—буровато-коричневый Cpx в секторе  $\langle 111 \rangle$ ; 14—изометричное сечение  $\perp (110)$  призматического кристалла в долеритовой основной массе.

Обр. 2075—Pl—Ol—Cpx долерит из центральной части потока (35 м), левый борт р. Агстев: 15—светлый Cpx ядра зонального фенокристалла в сечении  $\perp (110)$ ; 16—буровато-зеленый Cpx краевой каймы; 17—лейст в долеритовой основной массе, сечение  $\perp (110)$ ; 16—буровато-зеленый Cpx краевой каймы; 17—лейст в долеритовой основной массе, сечение  $\perp (010)$ .

Обр. 20—Ol долерит из пластовой залежи, с. Саригюх: 16—лейст Cpx в долеритовой основной массе, сечение  $\perp (110)$ .

Третья группа изученных клинопироксенов наиболее неоднородна по составу: часть фигуративных точек тяготеет к полю II, другая—к полю IV. Клинопироксены основной массы, охарактеризованные небольшим количеством микронзондовых анализов, не обнаруживают значительных вариаций и близки по составу.

На той же диаграмме выявляются следующие общие закономерности изменения составов клинопироксенов. 1) Дискретность смены от I группы ко II с резким возрастанием  $Al^{IV}$ ,  $Fe^{+3}$ , убыванием Mg при примерно постоянном уровне кальциевости. 2) Линейный характер переходов от авгитов—II к авгитам—III с постепенным возрастанием Si,  $Fe^{+2}$ , уменьшением  $Al^{IV}$  и Ca при небольших вариациях Mg и  $Al^{VI}$ . 3) Усиление тенденции возрастания Mg и Si при переходе к IV группе, в результате чего по уровню насыщенности тетраэдрической позиции диопсид—салиты и авгиты основной массы PI—OI—CPx базальтов оказываются близкими, что существенно отличает их от авгитов II и III групп. Отметим при этом, что магнезиальность авгитов—IV остается ниже магнезиальности диопсид—салитов. Уровня магнезиальности последних достигают лишь клинопироксены основной массы OI долеритов, которые характеризуются максимальным содержанием Mg и самой низкой кальциевостью в группе диопсид-салитов.

Итак, межгрупповой тренд I—II близко совпадает с ведущим для всей совокупности трендом, но роль Mg и Ti здесь значительно усилена при почти постоянном Ca ( $Si, Mg \leftrightarrow Al^{IV}, Ti$ ). Межгрупповой тренд II—III—IV характеризуется резким возрастанием роли замещений  $Mg, Fe^{+2} \rightarrow Ca$  и  $SiFe^{+2} \leftrightarrow Al^{IV}Fe^{+3}$ . Эти изменения согласуются со сменой парагенезисов фенокристаллов в различных порциях базальтового расплава: переход клинопироксенов от I группы ко II сопровождается исчезновением амфибола, возрастанием Ca в плагиоклазе и появлением оливина (резкое уменьшение Si/Al). Переход от II группы к III и IV характеризуется продолжением сокристаллизации клинопироксена и плагиоклаза, завершением кристаллизации оливина и его частичным растворением, приводящим к местному возрастанию концентраций Mg и отношения Si/Al. Завершающая порция расплава содержит новую, оливин-хромитовую ассоциацию фенокристаллов и общее повышение магнезиальности расплава определяет высокомагнезиальный и низкокальциевый состав клинопироксена в основной массе.

*Распределение микроэлементов.* Количественное содержание элементов-примесей в различных генерациях изученных клинопироксенов приводится в табл. 6. Ее рассмотрение показывает, что концентрации V и Co от диопсид-салитов к авгитам—II и III повышаются, Cr и Ni понижаются, Cu и Sc остаются почти постоянными. Вариации V и Co обнаруживают отрицательную, Cr и Ni—положительную коррелируемость с Mg (рис. 3), что позволяет предполагать вхождение последних в октаэдрическую позицию M(1).

*Рентгенометрическая характеристика.* Рентгеновское изучение разноокрашенных фракций фенокристаллов в ряду диопсид-салит→авгит, представленном трендом I—II—III на рис. 2, дополняет аналитические данные и обнаруживает определенные для этих разновидностей пре-

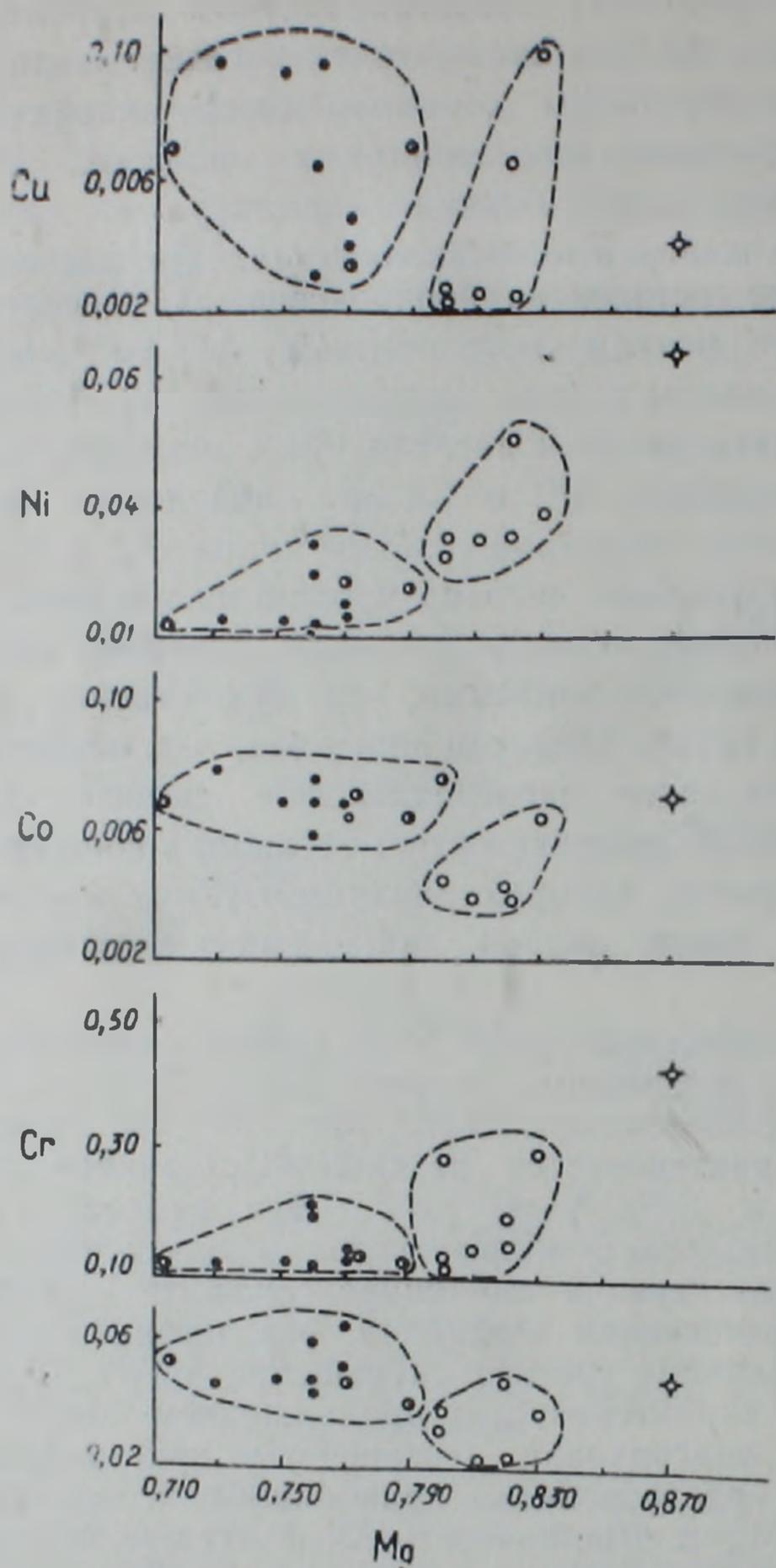


Рис. 3. Соотношение между содержаниями микроэлементов и Mg в клинопироксенах различных генераций фенокристаллов из верхнемеловых базальтов. Усл. знаки на рис. 2.

делы колебаний параметров элементарной ячейки (табл. 7). Из рассмотрения таблицы следует, что параметры  $a$  и  $a \sin \beta$  отличаются значительным диапазоном колебаний, но имеют для всех разновидностей близкие значения, перекрывающие друг друга. Узкий диапазон колебаний имеет  $\angle \beta$ . По сравнению с  $a$ , параметры  $b$  и  $c$  варьируют с меньшим размахом, но в различных для каждой разновидности пределах. Особенно заметны различия по  $b$  и  $c$  между диопсид-салитами и авгитами—II, в то время как для авгитов-II и авгитов-III их значения в верхнем пределе перекрываются. Сравнение приведенных в

табл. 7 цифр с результатами, полученными Е. П. Соколовой для больших выборок наиболее распространенных клинопироксенов [9, 12], показывает, что значения  $a$  и  $a \sin \beta$  в изученном нами ряду заметно понижены. Понижены также во всем ряду значения  $b$ , которые приближаются к нижнему пределу, указанному Е. П. Соколовой. Вместе с тем значительно повышен параметр  $c$ , превосходящий или отвечающий верхнему пределу по названному автору. Отличия эти, очевидно, обусловлены определенными отклонениями в химизме клинопироксенов изученного нами ряда—четко выраженном дефиците Si, высокой роли  $Al^{IV}$  и суммы трехвалентных катионов в позиции M(1), пониженном содержании Ca и  $Fe^{+2}$  при преобладании  $Fe^{+2}$  в M(2) над  $Fe^{+3}$  в M(1).

Известно, что влияние катионов на параметры ячейки в клинопироксеновых твердых растворах имеет сложный характер и определение химического состава по параметрам можно сделать лишь ориентировочно. Действительно, как можно видеть по графикам соотношений между атомными количествами компонентов и параметрами ячейки (рис. 4), линейная зависимость между этими величинами в пределах полей дисперсности каждой из выделенных нами генераций не всегда выражена или слаба. Но с помощью тех же графиков выявляется главная направленность вариаций при переходе от одной группы к другой, на чем и следует остановиться.

Таблица 6

Содержание микроэлементов в изученных клинопироксенах различных генераций по результатам количественного спектрального анализа\*

Генерации	Обр.	V	Cr	Co	Ni	Cu	Sc
Светлая (I)	2077	0.049	0.14	0.004	0.0054	0.0024	0.0042
	20016	0.015	0.12	0.005	0.032	0.0024	0.032
	2064	0.013	0.18	0.0042	0.028	0.0065	0.024
	2072a	0.041	0.30	0.0075	0.028	0.002	0.032
	20726	0.028	0.12	0.0044	0.026	0.002	0.032
	2086	0.037	0.30	0.0073	0.038	0.008	0.010
	203	0.052	0.43	0.0072	0.063	0.004	0.037
Темно-зеленая (II)	2058	0.065	0.11	0.0073	0.011	0.0049	0.032
	2068	0.049	0.11	0.0073	0.012	0.004	0.032
	2072a	0.060	0.15	0.0075	0.030	0.0065	0.032
	20726	0.046	0.12	0.0073	0.012	0.010	0.011
	2074a	0.047	0.094	0.0073	0.012	0.0087	0.032
	20746	0.037	0.072	0.008	0.012	0.018	0.010
	2086	0.053	0.15	0.0056	0.028	0.024	0.024
Бурая (III)	2064	0.041	0.11	0.0063	0.028	0.0075	0.032
	2076	0.057	0.037	0.0076	0.008	0.0075	0.032
	20016	0.048	0.12	0.0073	0.028	0.0032	0.018

\* Анализы выполнены в лаборатории спектрального анализа ИГН АН АрмССР; аналитик С. А. Мнацаканян.

Параметры  $a$  и  $a \sin \beta$  относительно Si, Ca и  $Fe^{+2}$  не обнаруживают закономерных изменений, что теоретически можно объяснить высокой степенью искаженности крупного полиэдра M(2), заселенного в кальциевых клинопироксенах преимущественно Ca и  $Fe^{+2}$  [14, 7, 4]. Известно, что Ca оказывает двойное влияние на величины этих параметров — с одной стороны увеличение его приводит к возрастанию

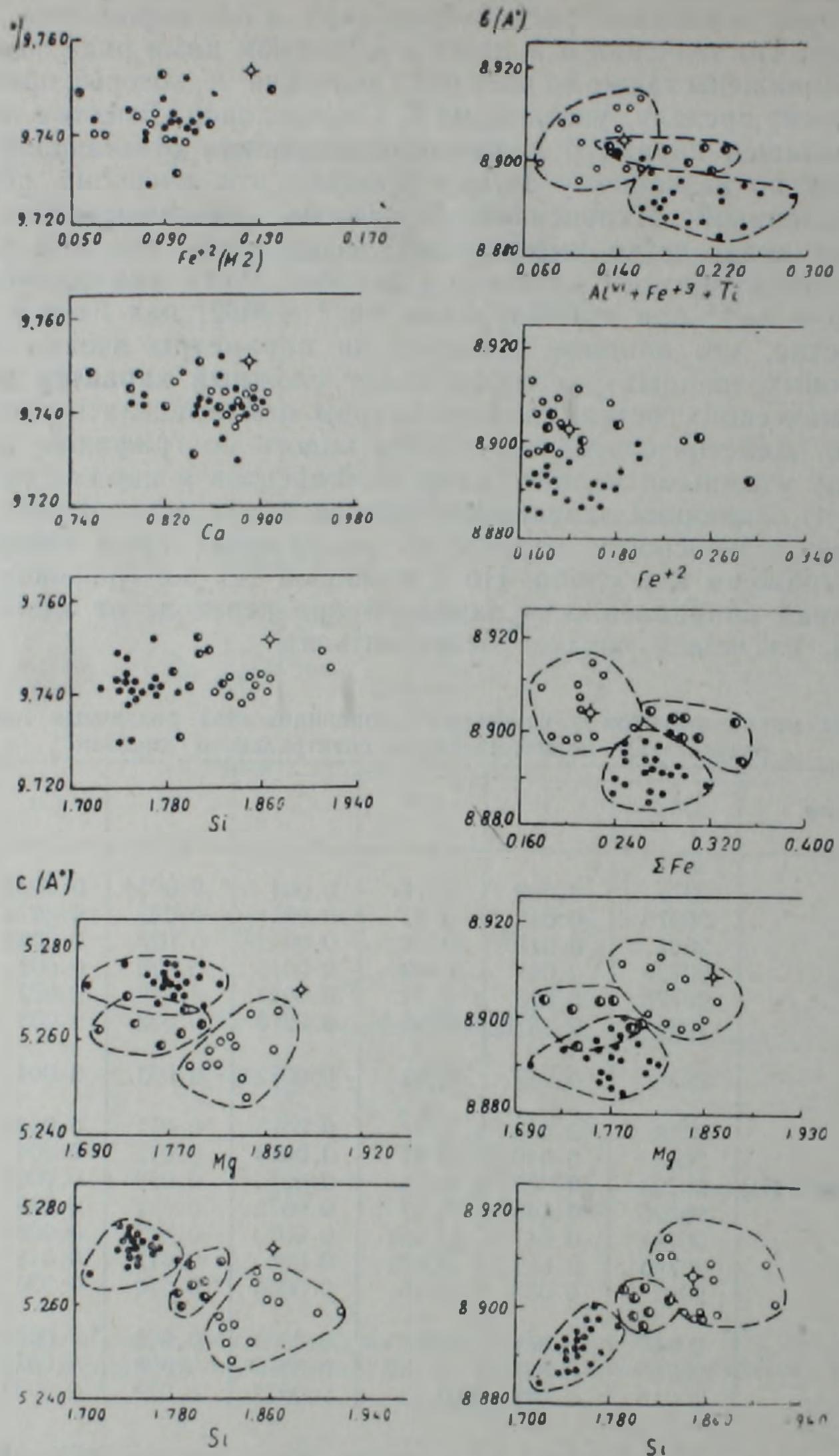


Рис. 4. Диаграмма зависимости между параметрами элементарной ячейки и составом различных генераций клинопироксенов из верхнемеловых базальтов. Усл. знаки на рис. 2.

$a \sin \beta$ , с другой — к уменьшению угла  $\beta$ . Вхождение  $Fe^{+2}$  в полиэдр  $M(2)$  аналогично  $Ca$  вызывает увеличение  $a$  и  $a \sin \beta$ . В изученном ряду от диопсид-салитов к авгитам—II и далее к авгитам—III наблюдаются слабые вариации в пределах  $0,902-0,791$  ф. ед., а  $Fe^{+2}$  в  $M(2)$  в том же направлении возрастает ( $0,060-0,137$  ф. ед.). Данного диапазона колебаний оказывается недостаточным для изменения вели-

чин  $a$ ,  $a \sin \beta$  и  $\beta$  и размеры полиэдра остаются сравнительно постоянными во всем ряду. Параметр  $b$  скачкообразно уменьшается от диопсид-салитов к авгитам —II, затем несколько возрастает в авгитах —III, обнаруживая четкую прямую корреляцию с Si. Примерно такая же зависимость между  $b$  и Mg выдерживается в ряду диопсид-салит → авгит —II, а при переходе к авгиту —III на фоне слабого падения Mg  $b$  несколько возрастает. Относительно  $Fe^{+2}$   $b$  зависимости не обнаруживает. На интервале содержаний  $\Sigma Fe$  в пределах 0,170—0,260 ф. ед., т. е. от диопсид-салитов к авгитам —II значение  $b$  уменьшается, проявляя зависимость, обратную той, которая указывается в справочниках [4,7], и лишь с дальнейшим возрастанием  $\Sigma Fe$  от 0,260 до 0,330 ф. ед. оно закономерно возрастает. С увеличением суммы трехвалентных катионов от I группы ко II  $b$  постепенно уменьшается и затем слабо возрастает в III группе. Можно таким образом видеть, что пониженные значения параметра  $b$  в авгитах —II связаны с устойчивым дефицитом Si и, следовательно, в авгитах сравнительно низкой железистости влияние  $Al^{IV}$  сказывается сильнее, чем  $\Sigma Fe$  и  $Fe^{+2}$ , вызывающих увеличение размеров кристаллической решетки. На более высоком интервале железистости увеличение  $b$  обусловлено суммарным влиянием — возрастанием  $\Sigma Fe$  (Ti и  $Al^{VI}$ ) и уменьшением  $Al^{IV}$ . Между параметром  $c$  и Si существует четкая обратная корреляция; сходное соотношение наблюдается между  $c$  и Mg.

Таким образом, приведенные данные позволяют для изученного ряда клинопироксенов суммировать следующее. 1) На вариации химизма более чутко реагируют параметры —  $b$  и  $c$ , т. е. те, которые по [12] зависят от комплексно взаимосвязанных замещений в двух более

Таблица 7

Кристаллохимические параметры клинопироксенов верхнемеловых базальтов Иджеванского прогиба

Параметры	I	II	III	IV
$a \text{ \AA}$	9.738—9.753	9.728—9.753	9.731—9.753	9.753
$b$	8.898—8.914	8.886—8.900	8.897—8.904	8.904
$c$	5.247—5.267	5.266—5.276	5.259—5.270	5.271
$a \sin \beta$	9.355—9.360	9.355—9.370	9.356—9.363	9.355
$c \sin \beta$	5.015—5.062	5.059—5.068	5.059—5.070	5.056
$\beta$	73°31—73°56	73°43—73°57	73°47—73°53	73°38
$Al^{IV}$ ф. ед.	0.133—0.174	0.217—0.291	0.191—0.217	0.142
Mg	0.800—0.834	0.727—0.795	0.709—0.794	0.865
$\Sigma Fe$	0.189—0.224	0.237—0.283	0.274—0.307	0.236
Ca	0.865—0.902	0.791—0.892	0.795—0.866	0.817
$Fe^{+2}$ M(2)	0.063—0.099	0.060—0.114	0.050—0.137	0.129

\* Рентгенометрические исследования проведены на установке ДРОН-2 в Соа отфильтрованном излучении; в качестве внутреннего стандарта использовался элементарный Si, скорость сканирования 1°/мин. Расчет параметров элементарной ячейки проведен по отражениям 002, 004, 600, 060,  $\bar{3}11$ , 311,  $\bar{5}31$ , 202,  $\bar{2}02$ , и 531 с точностью 0.007А и 5—7.

I.—светлоокрашенные диопсид-салиты, II—интенсивно-зеленые авгиты, III—буровато-коричневые авгиты, IV—диопсид-салит из основной массы оливниновых долеритов.

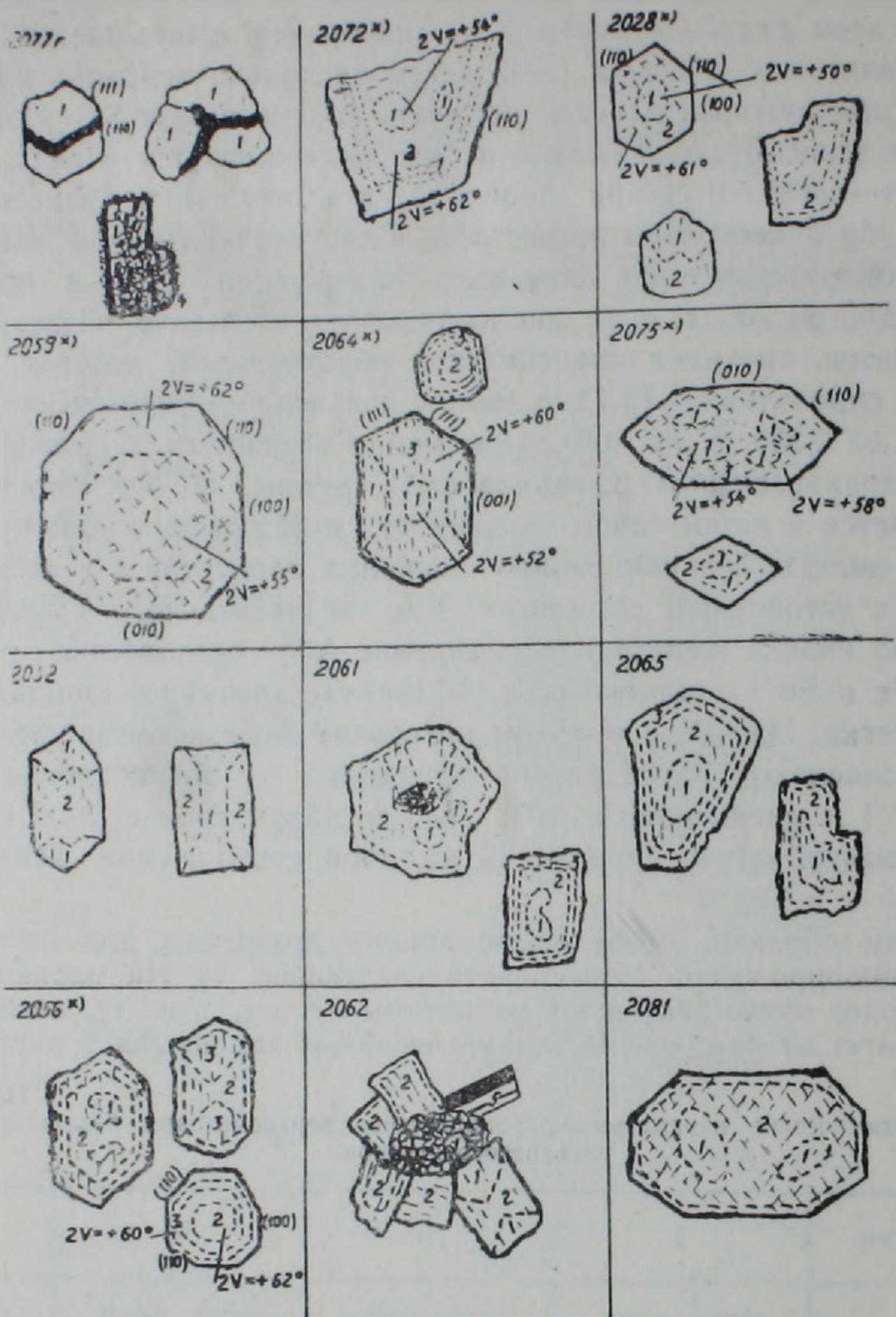


Рис. 5. Зональное строение фенокристаллов клинопироксена в PI—OI—CPx базальтах. 1. Светлоокрашенные эвгдральные ядра и зоны диопсид-салита. 2. Интенсивно-зеленые зоны и полосы авгита ранней генерации. 3. Буровато-зеленые и светло-коричневые зоны и полосы авгита поздней генерации. 4. Вкрапленники и реликты диссоциированного (PI—CPx—Mt агрегат) амфибола. 5. Вкрапленники плагиоклаза.

регулярных для кальциевых клинопироксенов позициях—тетраэдрической и октаэдрической по схеме  $Mg_{vi} + Si_{iv} \leftrightarrow (Al, Ti, Fe^{+3})_{vi}$  и от ионовалентных замещений между Mg и  $Fe^{+2}$  в позиции M(1). 2) Подобно всем авгитам [17,7,4], изученные клинопироксены имеют неупорядоченную структуру и вхождение значительных количеств крупных катионов Ca и  $Fe^{+2}$  в полиэдр M(2) вызывает увеличение длины связей Si—O, т.е. увеличение размеров и степени деформированности тетраэдров (высокие значения параметра c) с одновременным уменьшением раз-

меров октаэдров (низкие значения параметра  $b$ ). Преимущественное вхождение  $Fe^{+2}$  в полиэдр делает его несколько более регулярным и длины связей в нем более постоянными (параметры  $a$  и  $a \sin \beta$ ). 3) Более низкие по сравнению с диопсид-салитами значения параметра  $b$  в авгитах связаны с недосыщенностью Si, вариации  $b$  на разных интервалах железистости данного ряда определяются преобладающим влиянием разных компонентов: на низких —  $Al^{IV}$ , на более высоких —  $\Sigma Fe$  и  $Al^{IV}$ . 4) Изоморфизм Al в тетраэдрической позиции выражен сильнее, чем октаэдрической, где он участвует в суммарных замещениях совместно с Ti и  $Fe^{+3}$ . Последние играют существенную роль в изменении параметров  $c$  и  $b$ , а влияние  $Fe^{+2}$  в позиции M(I) сравнительно невелико.

*Зональность клинопироксенов.* Уже отмечалось, что среди изученных базальтов свидетельства длительного роста фенокристаллов как на интрателлурическом, так и на эруптивном этапах обнаруживает P1—O1—CPx фракция. В ней разные генерации фенокристаллов имеют хорошо развитую зональность с изменением окраски от бесцветной, слабо-зеленоватой до зеленой или буроватой (рис. 5). Эти разноокрашенные зерна и зоны соответствуют изученным в шлихах трем разновидностям. Различаются два типа зональности первого порядка, которая по [3] отражает внешние по отношению к растущему кристаллу перемены.

1. Прерывистая зональность мегакристаллов авгита. Она наблюдается в ранних интрателлурических кристаллах, которые содержат одно или несколько эвгедральных ядер, сложенных светлым диопсид-салитом с  $+2V=50-55^\circ$ . Погасание ядер одновременное, на федоровском столике границы ядер как коррозионные не устанавливаются, т. е. они не отвечают определенным кристаллографическим элементам кристалла-хозяина. За внутренними ядрами следует широкая однородная зона зеленого ( $+2V=58-62^\circ$ ) или буровато-зеленого авгита ( $+2V=57-60^\circ$ ), лишь в краевой каемке обнаруживающая узкие зональные полосы с ориентированным распределением включений стекла и магнетита. Явления рекристаллизации и грануляции светлоокрашенного диопсид-салита, наблюдаемые как в ранних P1—Amf—CPx базальтах (рис. 5, обр. 2077 г), так и в извергающейся позже P1—O1—CPx порции, в которой его рекристаллизованный роговиковый агрегат служит затравкой для нарастающих одиночных кристаллов авгита или их гломероскоплений (рис. 5, обр. 2061, 2062), позволяют эвгедральные изолированные пятна в мегакристаллах авгита рассматривать как реликтовые внутренние зоны. Таким образом, авгит в данной порции базальтов появляется как с возникновением новых центров кристаллизации, так и в результате повторной кристаллизации на ранних растворенных ядрах. В мегакристаллах зеленого авгита нередко наблюдается также секториальность (рис. 5, обр. 2061, 2052) в виде «стержней» разной ширины и секторов светлого диопсид-салита, принадлежащих граням призмы (110) или пинакоидов (001), (100). В таких случаях границы секторов устанавливаются на федоровском столике как элементы нарастания граней или ребер нового кристалла. Это—связанная с одновременным образованием различных секторов, секториальность I типа по И. Я. Центр с соавторами [13], в которой границы зон соответствуют кристаллографическим элементам кристалла. Только в описываемом нами случае, учитывая реликтовый характер светлого клинопироксена, можно предположить

различную скорость растворения отдельных граней ранних кристаллов, причем грани ромбических призм (111), (111), (101), составляющих основание, в большинстве случаев растворяются быстрее граней вертикального пояса. В дальнейшем они «залечиваются» темно-зеленым или буровато-зеленым авгитом.

2. Непрерывная концентрическая зональность субфенокристаллов авгита. Такого рода зональность, сочетающаяся нередко с секториальностью типа «песочных часов», характерна для кристаллов поздней интрателлурической и эруптивной стадий кристаллизации, проявляясь также во внешних частях мегакристаллов (рис. 5, обр. 2056, 2061, 2065). Она выражается сменой темно-зеленого авгита буроватым в виде четких линий разной ширины, параллельных ограничениям кристаллов. Границы зон совпадают с кристаллографическими элементами вкрапленников, устанавливаются на федоровском столике и подчеркиваются распределением мельчайших включений магнетита. В закаленных контактах потоков полосы зеленого авгита слагают обычно широкие внутренние зоны, во внешних зонах прослеживаются узкие полосы буроватого авгита, которые иногда чередуются с зелеными. Случаи подобной осцилляторной зональности сравнительно редки, при этом в них самая крайняя кайма всегда буроватая. В центральных частях потоков ширина полос буроватого авгита заметно увеличивается. Секториальность в субфенокристаллах авгита наблюдается в виде последовательно гаснущих пирамид, вершинами обращенных к центру. Грани базальных секторов (111) и (101) сложены буроватым авгитом, грани вертикального пояса зеленым, а бурая краевая каемка является общей для всего кристалла. Эту секториальность изучить на микрозонде нам не удалось, но распределение окраски и характер границ секторов указывают, что ее правильнее было бы отнести ко второму типу по [13], в котором сектора образуются одновременно, а разница в составе определяется различиями скоростей роста граней.

Приведенные данные позволяют подчеркнуть генетическое различие между ступенчатой зональностью мегакристаллов и постепенной зональностью субфенокристаллов. Первая ( $Si_{10}Mg_9Fe_2^{+2} \leftrightarrow Al_{10}Fe_8^{+3}Ti_6$ ), связанная со сменой интрателлурических парагенезисов в различных фракциях базальтового расплава, может быть классифицирована по [2] как «зональность состава», вторая ( $Al_{10}^{IV}Ca_7Fe_8^{+3} \leftrightarrow Si_{10}Fe_{10}^{+2}Al_2^{VI}$ ), отвечающая подъему PI—OI—CPx фракции расплава в канале, снижению T и дегазации—как «зональность условий» [21,2].

*Тренд «зональный вкрапленник-лейст».* Составы проанализированных на микрозонде пар клинопироксенов из различных по скорости охлаждения зон лавовых потоков и даек PI—OI—CPx базальтов приведены в табл. 5; по этим данным построен также график (рис. 6). Анализ его показывает сходный характер изменений некоторых компонентов в направлении от светлых центральных зон к зеленым или бурым краевым зонам и далее к лейстам основной массы. Так, содержания  $Al^{IV}$  и Ti во всех случаях сначала возрастают, затем резко падают, а для Mg отмечаются обратные вариации.  $\Sigma Fe$  неуклонно возрастает, причем в зонах медленного охлаждения в несколько более высоком темпе. Вариации же Ca и  $Al^{VI}$  определяются условиями остывания: в зонах закалки в направлении от центра к краю фенокристаллов содержания Ca изменяются слабо, а далее в лейстах они резко падают; одновременно в том же направлении  $Al^{VI}$  неуклонно

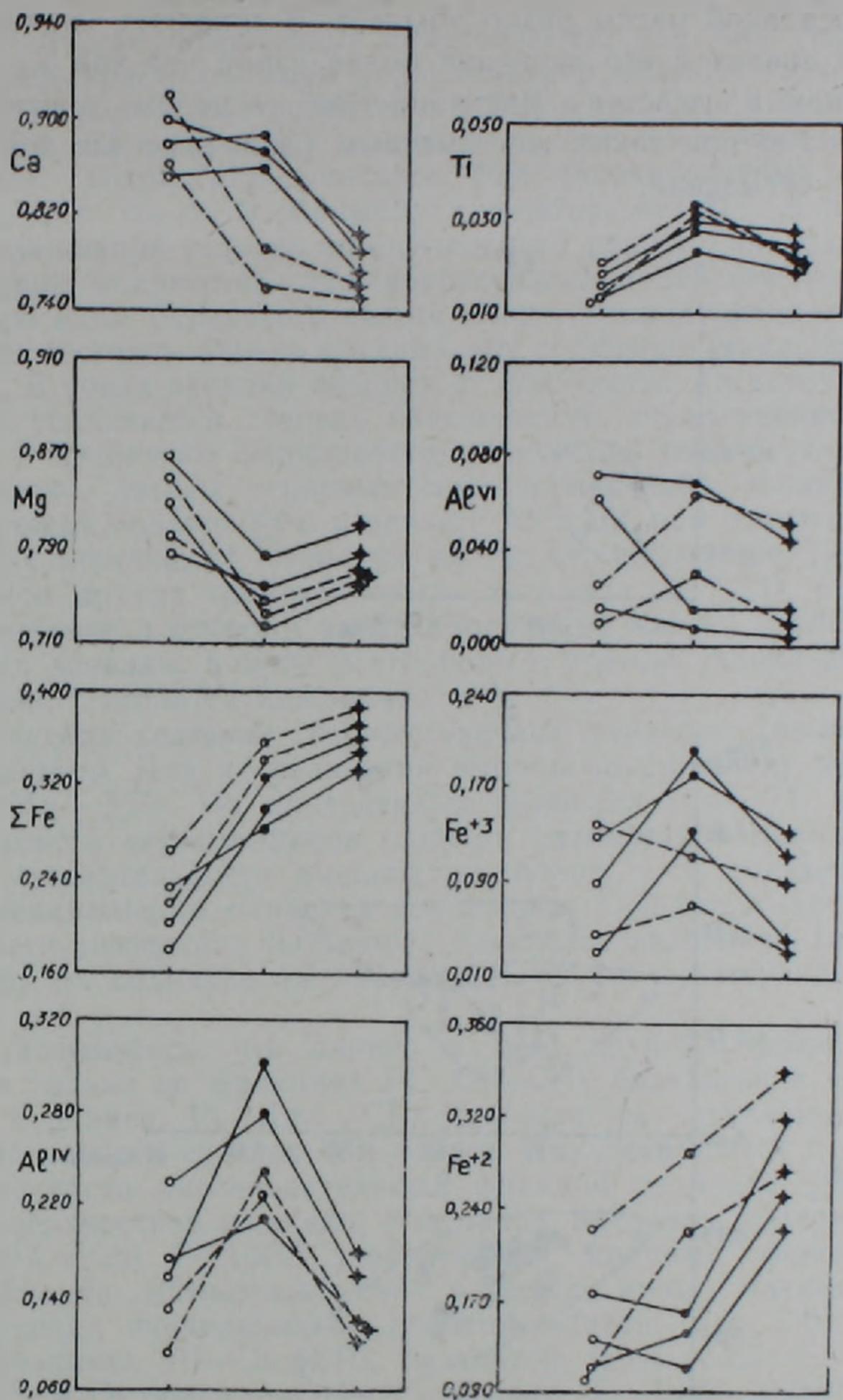


Рис. 6. Вариации состава клинопироксенов в направлении от ядра к периферии зональных фенокристаллов и к лейстам основной массы. Усл. знаки на рис. 2. Сплошные линии соединяют составы клинопироксенов зон закалки, пунктирные—зон медленного охлаждения.

падает, особенно резко от диопсид-салитов к авгитам. В медленно остывающих частях потоков содержания Ca постоянно убывают, а Al<sup>VI</sup> возрастает в авгитах—III и вновь резко сокращается в лейстах основной массы. Интересно поведение Fe<sup>+2</sup> и Fe<sup>+3</sup>, хотя здесь необходима та оговорка, что разделение их проведено по балансу зарядов и, следовательно, не совсем корректно. Тем не менее, можно видеть, что Fe<sup>+3</sup> в зонах закалки ведет себя аналогично Al<sup>IV</sup> и Ti и в

лейстах основной массы резко убывает. В зонах же медленного охлаждения диапазон его вариаций более узкий при той же тенденции к понижению в лейстах. Вариации  $Fe^{+2}$  в целом противоположны вариациям  $Fe^{+3}$  при таких же заметных различиях для зон с разной скоростью остывания.

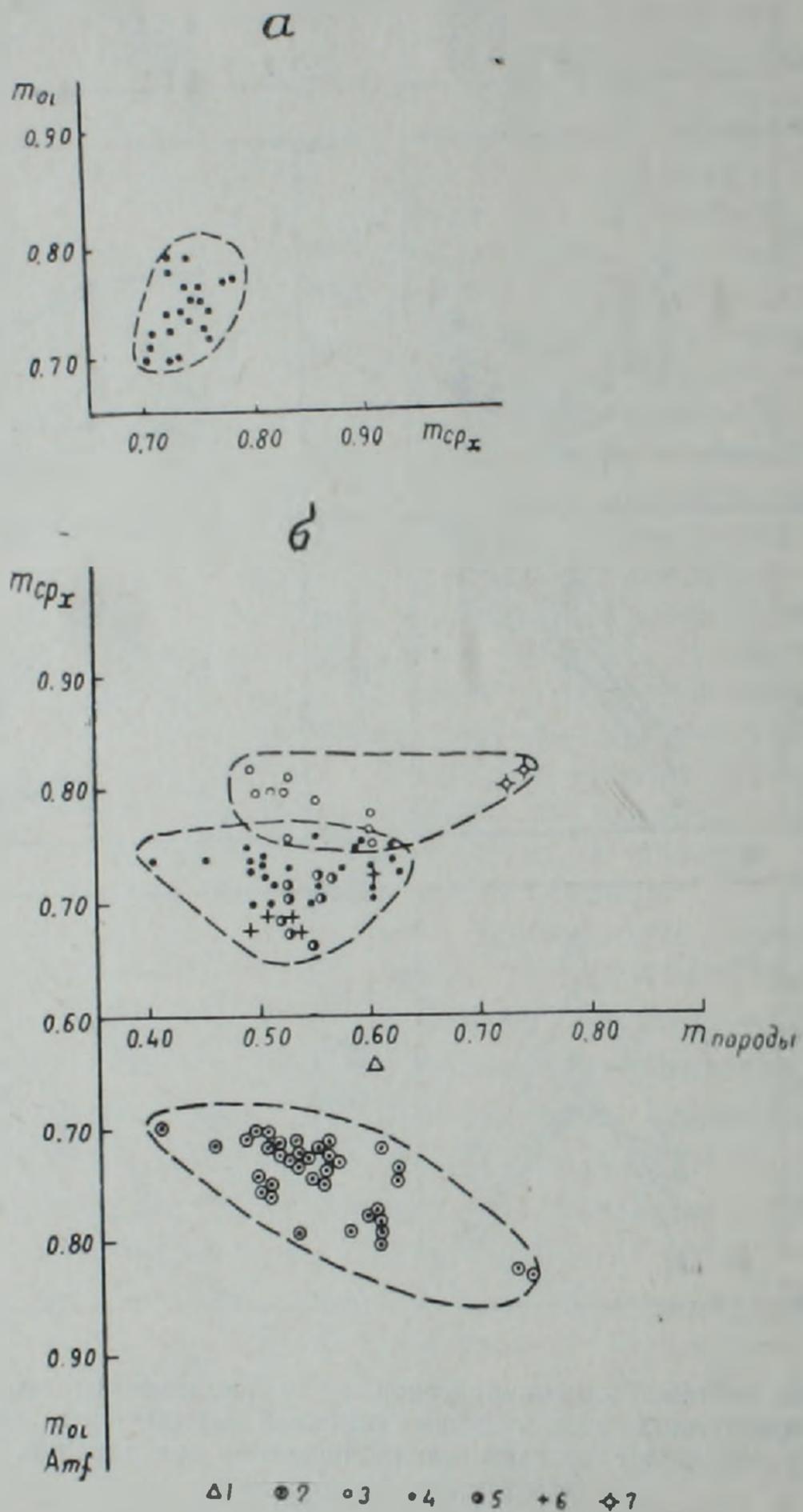


Рис. 7. Соотношение коэффициентов магнезиальности вкрапленников оливина и интенсивно-зеленой генерации авгита из PI—OI—CPX базальтов (а); коэффициентов магнезиальности вкрапленников оливина (и амфибола) различных генераций клинопироксена и вмещающих базальтов (б). 1—амфибол; 2—оливин; 3—диопсид-салит из вкрапленников. 4—авгит ранней генерации фенокристаллов; 5—авгит поздней генерации фенокристаллов; 6—авгит из основной массы PI—OI—CPX базальтов; 7—диопсид-салит из основной массы OI долеритов.

Выявляется, таким образом, следующая направленность изменений. 1) Независимо от путей эволюции фенокристаллов составы авгитов основной массы близки и по сравнению с авгитами ранних генс-

раций богаче Si, Mg,  $\Sigma$  Fe, беднее  $Al^{IV}$ , Ca и Ti. 2) Вариации Mg в сторону некоторого возрастания определяются, как уже указывалось, прекращением кристаллизации вкрапленников оливина на эруптивном этапе и частичным их растворением. 3) Вариации Ca и Fe, как общих для пар  $CPx-Pl$  и  $CPx-Mt$  компонентов, связаны с количественным содержанием сокристаллизующихся фаз («конкурентный характер кристаллизации» по О. Н. Волынцу с соавторами [2]). В зонах медленного охлаждения условия относительного равновесия способствовали увеличению количества субфенокристаллов и лейстов плагиоклаза, разрастанию кайм буроватого авгита вокруг ядер диопсид-салита, выравниванию составов авгита краевых зон субфенокристаллов и основной массы. В зонах закалки возрастает количество магнетита в основной массе, усиливается степень окисленности вкрапленников титаномагнетита и несколько сокращается количество лейстов плагиоклаза. Соответственно, авгиты основных масс в медленно охлаждающихся зонах содержат больше  $\Sigma$  Fe и меньше  $Al^{IV}$ , Ca, чем авгиты основных масс в зонах закалки. 4) Несмотря на то, что поведение  $Fe^{+3}$  сходно с поведением других трехвалентных катионов ( $Al^{VI}, Ti$ ), в частности сходно убывание в сторону авгитов основной массы, особенно резкое в зонах закалки, вопрос о его роли в тренде «зональный вкрапленник—лейст» остается неясным.

*Соотношения составов сосуществующих оливинов (амфиболов) и клинопироксенов.* Для их сравнения выбран коэффициент магнезиальности  $Mg/Mg + \Sigma Fe$ . На приведенных графиках (рис. 7), видно, что магнезиальность вкрапленников оливина находится в прямой зависимости от магнезиальности вмещающих пород, т. е. составы модального и потенциального оливинов сопряжены. Подобная зависимость и высокая магнезиальность изученных базальтов позволили [8] оценить температуру их солидуса (и ликвидуса) по соответствующим геотермометрам.

Уже указывалось, что оливин в виде крупных фенокристаллов появляется только во фракциях  $Pl-Ol-CPx$  базальтов и  $Ol$  долеритов, хотя в ранней,  $Pl-Amf-CPx$  фракции уже отмечаются первые мелкие выделения в стекловатом базисе. Это связывается с условиями водонасыщенности последовательных фракций расплава [8]. В ранней, приповерхностной фракции, благодаря высокому содержанию воды ( $P_{H_2O} > 5$  кбар,  $T \sim 1000^\circ C$ ) образуются крупные фенокристаллы роговой обманки, магнезиальность которых ниже магнезиальности сосуществующих вкрапленников диопсид-салитов (рис. 7 б). В более поздних фракциях  $Pl-Ol-CPx$  базальтов ( $P_{H_2O} \sim 2,5-5$  кбар,  $T \sim 1100-1180^\circ$ ) и  $Ol$  долеритов ( $P_{H_2O} < 2$  кбар,  $T \sim 1250-1300^\circ C$ ) оливин образуется как стабильная фаза в поле сосуществования кристаллов с жидкостью. В том же поле вслед за оливином начинается кристаллизация авгитов различных генераций. Особенности этой кристаллизации, как следует из приведенного графика, таковы. 1) Магнезиальности оливинов и кристаллизующихся непосредственно вслед за ними авгитов ранней генерации варьируют прямо пропорционально и  $m_{Ol}$  в целом выше  $m_{CPx}$  (рис. 7 а); со снижением магнезиальности вмещающих пород эти параметры сближаются, становятся равными или соотношения меняются на обратные ( $m_{CPx} > m_{Ol}$ ). 2) Авгиты субфенокристаллов и основных масс по магнезиальности заметно ниже вкрапленников оливинов, но соотношения их менее закономерны, поскольку  $m_{CPx}$  варьируют с большим размахом. 3) Составы диопсид-салитов центральных зон мегакристаллов не обнаруживают связи с составом оливинов, что еще раз подтверждает их реликтовый характер (рис. 5 б). 4) Распределение Mg, Ni и Cr по сосуществующим парам фенокрис-

таллов в описываемых базальтах согласуется с принципом фазового соответствия [11].

$K_D^{Mg}$ ,  $K_D^{Ni}$ ,  $K_D^{Cr}$  в паре роговая обманка-диопсид-салит равны соответственно 0,52–0,58, 0,82–0,80, 1,65–1,70, и это объясняет высокую магнезиальность (и Ni) всей группы диопсид-салитов, хотя вмещающие их базальты характеризуются самой низкой температурой ликвидуса и высоким  $P_{H_2O}$ . С повышением температуры амфибол, как водосодержащий минерал, исчезает, Mg, Ni и Cr перераспределяются в оливин и  $K_D^{Mg}$ ,  $K_D^{Ni}$  в паре оливин–авгит возрастают (0,88–1,17, 5,3–5,7 соответственно),  $K_D^{Cr}$  уменьшается (0,25–0,40). Максимальной величины (1,31 и 18,39)  $K_D^{Mg}$  и  $K_D^{Ni}$  достигают в паре оливин–диопсид–салит, характерной для наиболее высокотемпературных оливиновых долеритов.

### З а к л ю ч е н и е

Выполненное исследование подтверждает то положение, что зональность и вариации клинопироксенов в вулканитах имеют сложный механизм и контролируются многими факторами. При рассмотрении ведущего из них мы исходим из того, что глубоко фракционированный характер верхнемелового базальтового комплекса Иджеванского прогиба и парагенезисы интрателлурических фаз определяются процессами кристаллизационной дифференциации при участии флюидной фазы, происходящими в неглубоко залегающем промежуточном очаге при высоких  $T^\circ$ . В условиях последовательной дегазации (повышения  $T^\circ$  и падения  $P_{H_2O}$ ) очага происходит смена плагиоклаз-амфибол-клинопироксенового парагенезиса плагиоклаз-оливин-клинопироксеновым и далее оливиновым. При этом составы клинопироксенов регулируются распределением компонентов между сокристаллизующимися фазами. Кристаллизация собственно авгита с высоким содержанием  $Al^{IV}$  и трехвалентных элементов начинается после оливина, в момент смены ранней интрателлурической Pl—Ol котектики на Pl—Cpx (и Cpx—Mt) котектику поздней интрателлурической и эруптивной стадий кристаллизации. Высокая степень кристалличности основной массы, т. е. длительное сохранение котектических соотношений этих минералов и обусловленное условиями дегазации количественное преобладание плагиоклаза, его обогащение An компонентом определяют рассмотренные тренды убывания  $Al^{IV}$  и Ca от ранних генераций клинопироксена к лейстам. Таким образом можно объяснить противоречие между принадлежностью изученных базальтов к формации щелочных оливиновых базальтов с характерным общим трендом изменчивости клинопироксенов и «толеитовым» типом [2, 19, 10] тренда «вкрапленник-лейст».

\*  
\* \*

Авторы глубоко признательны И. Я. Центер за ценную помощь при проведении настоящего исследования и критические замечания к рукописи статьи, В. А. Баскиной и А. С. Остроумовой за консультации, а также Л. А. Оганесян, З. Ш. Гаспарян, Г. М. Мкртчяну, С. А. Мнацаканян за выполненные химические и количественно-спектральные анализы и В. А. Боронихину за микрозондовые определения.

Институт геологических наук  
АН Армянской ССР

ՎԵՐԻՆ ԿԱՎՃԻ ԲԱԶԱԼՏԱՅԻՆ ՀԱՄԱԼԻՐԻ ԿԼԻՆՈՊԻՐՈՔՍԵՆՆԵՐԻ  
ԿԱԶՄԻ ՓՈՓՈԽՈՒԹՅՈՒՆԸ՝ ՈՐՊԵՍ ՆՐԱՆՑ ՏԱՐԲԵՐԱԿՎԱԾՈՒԹՅԱՆ  
ԱՍՏԻՃԱՆԻ ԱՐՏԱՑՈՂՈՒՄ (ԻԶԵՎԱՆԻ ՃԿՎԱԾՔ)

Ա մ փ ո փ ու մ

Իջևանի ճկվածքի վերին կավճի բազալտների միմյանց հաջորդող բրեկչիաների շերտերում, հոսքերում և սիլերում կլինոպիրոքսենների տարբեր ծաղումնատեսակների կազմությունը փոփոխվում է դիոպսիդ-սալիտից մինչև սվգիտ ( $Si_9Fe_7^{+2}Mg_4 \leftrightarrow Al_9^{IV}Fe_7^{+3}Ca_4$ )։ Այդ տեղակալումները հանգեցնում են տարրական բջջի այնպիսի բնութագրող մեծությունների օրինաչափ փոփոխության, ինչպիսիք են *c*-ն և *b*-ն։ Հաստատված է երկու տիպի զոնալայկանության առկայություն՝ ընդհատ ( $Si_{10}Mg_9Fe_2^{+3} \leftrightarrow Al_{10}^{IV}Fe_6^{+3}Ti_6$ ), որը կապված է բյուրեղային անջատումներում Amf-CPx համագոյացության փոխակերպմամբ OI-CPx-ով բազալտային հալոցքի տարբեր խառնուրդամասերում՝ պայմանավորված ջերմաստիճանի բարձրացման և  $P_{H_2O}$ -ի նվազման հետ և անընդհատ ( $Al_{10}^{IV}Ca_7Fe_6^{+3} \leftrightarrow Si_{10}Fe_{10}^{+2}Al_2^{VI}$ ), որը կապված է հալոցքի ներերկրային փուլից արտավիժման փուլին անցնելու և օլիվինի բյուրեղների առաջացման դադարելու հետ՝ պայմանավորված ջերմաստիճանի անկմամբ և հալոցքից ցնդող միացությունների հեռացմամբ։

A. Kh. MNATSAKANIAN, E. Kh. KHURSHUDIAN

THE UPPER CRETACEOUS BASALTIC COMPLEX CLINOPYROXENES  
COMPOSITION CHANGEABILITY AS A REFLECTION OF ITS  
DIFFERENTIATION DEGREE  
(IDJEVAN TROUGH)

A b s t r a c t

In consequently deposited breccias, flows and sills of the Idjevan trough Upper Cretaceous basalts the different generations of clinopyroxenes vary from diopside-salites to augites ( $Si_9Fe_7^{+2}Mg_4 \leftrightarrow Al_9^{IV}Fe_7^{+3}Ca_4$ ). These substitutions give rise to regular variations of the unit cell *c* and *b* parameters. Two types of zoning are established: 1) the *interrupted* one ( $Si_{10}Mg_9Fe_2^{+3} \leftrightarrow Al_{10}^{IV+3}Ti_6$ ), being connected with the Amf-CPx paragenesis replacement by OI-CPx in the basaltic melt different fractions under conditions of temperature increase and  $P_{H_2O}$  decrease and 2) the *uninterrupted* one ( $Al_{10}^{IV}Ca_7Fe_6^{+3} \leftrightarrow Si_{10}Fe_{10}^{+2}Al_2^{VI}$ ), being connected with the change of the intratelluric stage by an eruptive one and olivine phenocrysts crystallization stopping under conditions of temperature decrease and degassing.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов А. Ф., Кривенко А. П., Полякова З. Г. Вулканические формации. Новосибирск: Наука, 1982. 281 с.
2. Волынец О. Н., Ермаков В. А., Колосков А. В., Рудич К. Н., Селянгин О. Б. Взаимосвязь разноглубинного магматизма. М.: Наука, 1982. с. 25—43, 146—148.
3. Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогенез минералов. Индивиды. М.: Наука. 1975. с. 122—129.
4. Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Том 2, М.: Мир, 1965, с. 122—156.
5. Дуденко Л. Н., Центер И. Я., Румянцева Н. А., Марковский Б. А., Порошин Е. Е. Типы трендов и изоморфных замещений в авгитах вулканических ассоциаций.—ЗВМО. 1977, ч. VI, вып. 4, с. 403—416.
6. Дуденко Л. Н. Геохимические структуры эндогенных систем. Л.: Недра, 1981, 196 с.
7. Минералы. Справочник. Том III, вып. 2, М.: Наука, 1981. с. 283—300.
8. Мнацаканян А. Х. Петрология верхнемеловой вулканической серии Северной Армении. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1981. 242 с.
9. Остроумова А. С., Центер И. Я., Соколова Е. П. О двух генерациях пироксена в тефрит-базальте.—ДАН СССР, 1975, т. 222, № 4, с. 928—931.
10. Остроумова А. С., Центер И. Я., Сысоев А. Г. Состав и свойства породообразующих минералов как показатель глубинности кристаллизации базальт-андезитовых расплавов.—ЗВМО, 1976, ч. 105, вторая серия. вып. 2. с. 164—172.
11. Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 285 с.
12. Соколова Е. П., Шнай Г. К., Орлова М. П. Типоморфные особенности клинопироксенов пород щелочно-габброидной формации (на примере Алданского комплекса). В кн: Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд. Л.: Наука. 1979. с. 70—82.
13. Центер И. Я., Сысоев А. Г. О зональных и секториальных пироксенах в олигоценовых базальтах Западного Айоцдзора (Малый Кавказ). В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд. Л.: Наука, 1979. с. 82—89.
14. M. Cameron. J. J. Papike. Structural and chemical variations in pyroxenes. Am. Miner., 1981, v. 66, N1—2, p. 1—50.
15. A. M. Duncan R. M. F. Preston. Chemical variation of clinopyroxene phenocrysts from the trachybasaltic lavas of Mount Etna, Sicily—Min. Mag., 1980, v. 43, N330, p. 765—770.
16. S. Rahman. Some aluminous clinopyroxenes from Vesuvius and Monte Somma, Italy—Min. Mag., 1975, v. 40, N309, p. 43—52.
17. E. L. Schwelzer. J. J. Papike A. E. Bence. Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts. —Am. Miner., 1979, v. 64, N5—6, p. 501—513.
18. P.W. Scott Crystallization trends of pyroxenes from alkaline volcanic rocks of Tenerife, Canary Islands.—Min. Mag., 1976, v. 40, N316, p. 805—816.
19. D. Smith. D. Lindsley. Stable and metastable crystallization trends in a single basalt flow. —Am. Miner., 1971., v. 56, N1—2, p. 225—233.
20. R. J. Tracy P. Robinson. Zoned titaniferous augite in alkali olivine basalt from Tahiti and the nature of titanium substitution in augite. — Am. Miner., 1977, v. 62, N7—8, p. 634—645.
21. K. Vieten The minerals of the volcanic rock association of the Stebengebirge. I. Clinopyroxenes. 1. Variation of chemical composition of Ca-rich clinopyroxenes, (salites) in dependence of the degree of magma differentiation.—N. Jb. Miner. 1979, Abh., Band 135, Heft 3, p. 270—286.