

УДК 552.3:551.214(262.5)

Е. Е. Шнюкова, Е. Ф. Шнюков, И. Б. Щербаков, В. В. Слипченко,
И. М. Скопиченко, А. В. Григорьев

Подводный палеовулканический центр западной части Крымского континентального склона

Приведены результаты исследований поднятых во время 51-го рейса НИС «Михаил Ломоносов» магматических пород, представленных вулканитами от базальтов до плагиориолитов. На основании петрографического и петрохимического изучения среди них выделено две обособленные серии пород: высоко- и низкоглиноземистая. При сопоставлении этих пород с крымскими вулканитами обосновано отнесение их к самостоятельному подводному палеовулканическому центру. Высказано предположение о разных условиях формирования пород выделенных серий.

В пределах Горного Крыма до сих пор были известны три палеовулканических центра [2]: Западно-Крымский, Средне-Крымский и Восточно-Крымский, находящиеся на пересечении зон субмеридиональных глубинных разломов с Южно-Крымским (Береговым) разломом. Западно-Крымский центр позднее получил название Гераклеийской вулкано-тектонической структуры (ВТС) [6].

Во время 51-го рейса НИС «Михаил Ломоносов» в 45 км к юго-западу от Севастополя тремя драгами (ст. 6164, 6165, 6166) были подняты коренные магматические породы, участие которых в геологическом строении западного участка Крымского континентального склона позволяет расширить представления о вулканизме Горного Крыма и примыкающих областей Черноморской впадины.

По данным батиметрических исследований, верхний край континентального склона в районе Севастопольского участка начинается в 25—28 км от берегового среза на глубинах около 200 м. Склон имеет вид единого уступа. Уклон верхней пологой части примерно 6—8°. Нижняя часть склона с уклоном свыше 15° (местами отмечаются участки крутизной до 70°) довольно резким перегибом переходит в слабохолмистую поверхность ложа впадины. Вдоль подножия склона намечается узкий и неглубокий (не более нескольких десятков метров) желоб. Драги, вскрывшие магматические породы, расположены на нижней крутой части склона последовательно сверху вниз от ст. 6164 до ст. 6166 (рис. 1).

Поднятые вулканические породы достаточно разнообразны — присутствуют почти все типы от кислых до основных. Наиболее распространены андезиты и андезибазальты*, образующие, как будет показано ниже, две самостоятельные петрохимические серии пород, неравномерно распределенные по склону. Так, в верхней части продрагированного склона преобладают плагиоклазовые разности андезитов и андезибазальтов (табл. 1, 2). В средней части встречены как плагиоклазовые, так и пироксеновые породы. В то же время в нижней части сосредоточены почти все кислые породы и преобладают пироксеновые

* Термин употребляется согласно работе [5].

андезиты и андезитобазальты. Туфы андезитового состава единичны и встречены лишь в двух верхних драгах. Обращает на себя внимание полное отсутствие туфов кислых пород.

Помимо магматических пород, на всем протяжении склона встречены флишевые отложения, датированные средней юрой и являющиеся вмещающей толщей для вулканитов. В массивных темно-серых слюдистых песчаниках четырехкомпонентного флиша обнаружены зоны закалки и брекчирования, свидетельствующие о контакте их с магматическими породами. На ст. 6165 поднят известняк, по комплексу фора-

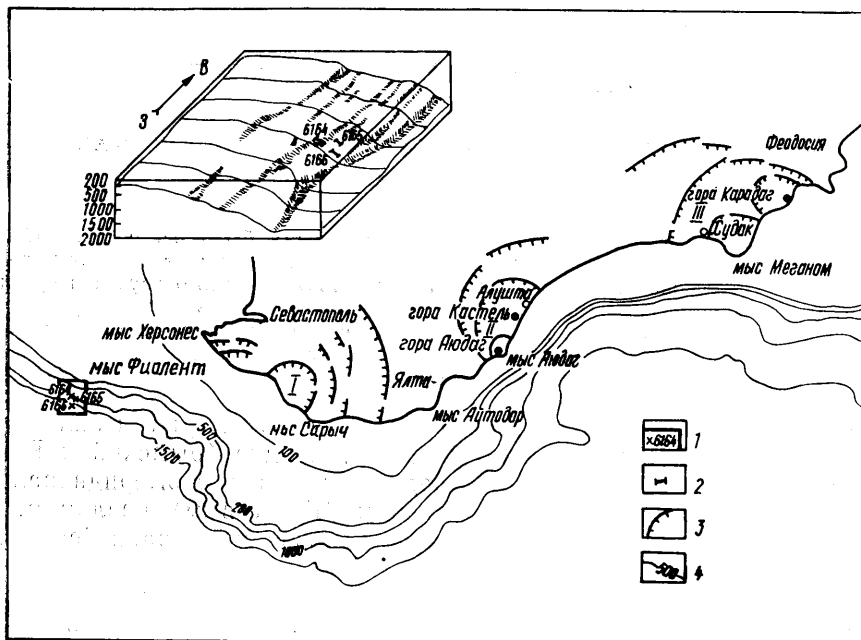


Рис. 1. Схема расположения и блок-диаграмма продрагированного участка Крымского континентального склона (горизонтальный и вертикальный масштаб 1 : 100 000)

1 — граница участка и станция драгирования; 2 — отрезок драгирования; 3 — дуговой разрыв ВТС [2]; 4 — изобата; палеовулканический центр [2]: I — Западно-Крымский, II — Средне-Крымский, III — Восточно-Крымский

минифер отнесенный к мелу. Вероятно, меловые известняки перекрывают выявленную вулканогенную толщу. Кроме того, судя по наличию тектонической брекчии в наименее измененных кислых породах, в меловое время по разломам происходило повторное внедрение.

Базальты (базальтовые порфириды) установлены в виде единичных обломков преимущественно в верхней по склону драге. Внешне это темно-серые с зеленоватыми пятнами породы с многочисленными миндалинами. Структура их, в отличие от таковой типичных спилитов, всегда порфировая с гиалопилитовой или апоинтерсертальной основной тканью. Количество вкрапленников — до 25 % объема. Вулканическое стекло сильно разложено, замещено тонким агрегатом хлорита, рудного и других вторичных минералов. Микролиты плагиоклаза, как и фенокристы, полностью псевдоморфно альбитизированы и не сохранили какой-либо зональности или блоковости. Размер вкрапленников 0,3—0,8 мм по удлинению. В миндалекаменных базальтах количество вкрапленников обычно уменьшается. Пироксен вкрапленников исключительно моноклинный, по краям обычно карбонатизирован, нередко полностью; принадлежит к авгиту (эндиопсиду) с высоким содержанием волластонитового компонента и железистостью 9—14 % (табл. 3). Миндалины имеют округлую или слегка вытянутую форму, размер их 0,3—1,2 мм. Миндалины выполнены кальцитом, нарастающим на стенки пустот, а внутренняя их часть — хлоритом. Некоторые миндалины мономинеральные.

1. Расположение станций и состав драгированных вулканических пород

№ станции	№ пробы	Координаты		Глубина моря, м	Разновидности поднятых магматических пород
		широта	долгота		
6164	1—6	44°26'06"	32°59'20"	1200	Базальт, плагиоклазовый андезибазальт, плагиоклазовый андезит, дацит, плагиориолит, андезитовый туф
6165	7—13	44°25'57"	32°59'53"	1420	Плагиоклазовый андезибазальт, пироксеновый андезит, микродиорит, плагиориолит, андезитовый туф
6166	14—24	44°24'57"	32°59'30"	1600	Базальт, авгитовый андезибазальт, плагиоклазовый андезибазальт, пироксеновый андезит, дацит, плагиориолит (в том числе кварцевый порфир)

Андезибазальты (андезибазальтовые порфириды) — самая распространенная группа пород. Это темно-серые, серые или зеленовато-серые породы с миндалекаменной, как правило, текстурой. Размер миндалин 0,6—2 мм. Структура порфировая с пилотакеитовой микролитовой, пойкилитовой основной тканью. Стекло основной ткани замещено вторичными минералами. Количество фенокристов—10—30 %. По составу фенокристов, а также по ряду петрохимических характеристик андезибазальты четко разделяются на плагиоклазовый и авгитовый типы, почти не имеющие взаимных переходов.

Оливин- и амфиболсодержащие разновидности отсутствуют. Ортопироксен в фенокристах редок, хотя многие из андезибазальтов по нормативному составу являются существенно гиперстенowymi.

В плагиоклазовых андезибазальтах плагиоклаз образует довольно свежие сравнительно крупные (до 2 мм), короткоаблитчатые кристаллы, полисинтетически сдвойникованные по альбитовому и альбит-эстерельскому законам. Основность плагиоклаза фенокристов, согласно прямым замерам на федоровском столике, обычно в пределах № 35—40, что подтверждается микронзондовыми анализами (табл. 4). Встречаются, однако, и значительно более основные плагиоклазы — № 64—77 и даже (диакристы?) № 90 (табл. 4, обр. 7). Плагиоклаз микролитов всегда более кислый, чем в фенокристах. Например, в обр. 8 фенокристы представлены плагиоклазом № 64, а микролиты — № 45 (табл. 4). Альбит редок, причем сначала альбитизируются фенокристы. В фенокристах плагиоклаз сосоритизирован. Зональность (прямая) в плагиоклазе встречается редко.

Клинопироксен в виде вкрапленников резко преобладает в авгитовых андезибазальтах, где образует кристаллы размером 0,2—0,4 мм, тогда как в плагиофирах его очень мало и зерна меньше. Клинопироксен — типичный низкохромистый и малоникелистый авгит (табл. 3). Железистость авгита изменяется от 8 до 28 %, обычно составляя 10—12 %. Следует обратить внимание, что при достаточно устойчивой кальциевости железистость авгита в рамках одного шлифа может колебаться в пределах 9 % (табл. 3, обр. 14), что особенно характерно для авгитовых андезибазальтов. В этом же образце установлен авгит с обратной зональностью (табл. 3, обр. 14), свидетельствующий о сложной истории формирования магмы. По-видимому, это диакристы, которые возникли в более кислом расплаве.

Клинопироксен обычно окружен каймой зеленого хлорита. Миндалины выполнены радиально-лучистым агрегатом хлорита (по стенкам), а внутри — цеолитом, иногда пренитом и кварцем.

Среди семейства андезитов (андезитовых порфиров) также выделяют существенно плагиоклазовые и пироксеновые разновидности, но последние среди поднятых образцов резко преобладают. Амфиболов и слюд также не установлено.

2. Химический состав (%) пород подводного палеовулканического центра

Компонент	Базальты		Андезибазальты						
	6	24	7	8	10	18	5	14	15
SiO ₂	44,66	49,73	53,00	53,29	53,93	54,67	55,58	56,01	57,19
TiO ₂	0,37	0,25	0,54	0,68	0,62	0,54	0,68	0,34	0,25
Al ₂ O ₃	13,77	10,24	15,34	15,38	16,08	16,63	14,51	11,60	11,91
Fe ₂ O ₃	1,97	1,93	3,52	4,21	4,37	2,56	3,16	1,19	1,33
FeO	6,02	3,99	5,42	3,92	4,97	6,05	6,93	4,90	4,93
MnO	0,29	0,10	0,13	0,09	0,10	0,10	0,17	0,10	0,10
MgO	8,55	7,24	4,88	2,94	4,03	3,57	4,52	6,69	7,35
CaO	9,64	11,78	3,64	3,47	2,90	3,21	4,59	8,38	6,97
Na ₂ O	3,47	3,25	4,33	3,65	5,62	6,84	2,23	3,03	3,04
K ₂ O	0,29	0,63	0,96	1,34	1,04	0,66	0,20	0,18	0,25
P ₂ O ₅	0,08	0,07	0,09	0,15	0,08	0,10	0,11	0,08	0,08
SO ₃	0,19	0,17	0,10	0,31	0,46	0,15	He опр.	0,17	0,12
S	0,48	0,11	1,96	0,50	1,72	0,82	»	0,26	0,26
H ₂ O ⁻	1,50	0,62	1,12	3,38	1,12	0,90	0,78	0,60	0,60
П.п.п.	8,56	8,81	5,38	6,51	3,36	3,08	5,78	6,17	5,34
Сумма	99,84	99,92	100,41	99,82	100,40	99,88	99,60	99,70	99,72
Г _{общ}	48,31	44,98	64,69	73,44	69,86	70,69	69,06	47,65	45,99
F _{ок}	24,6	32,6	39,4	51,8	46,8	29,7	31,3	19,5	21,2
al'	0,83	0,78	1,11	1,39	1,20	1,37	0,99	0,91	0,88

Примечание. Здесь и далее цифры обозначают номера проб (образцов). В отдельных лизы выполнены в Институте геологических наук АН Украины, аналитик Н. В. Корчун.

3. Химический состав (%) клинопироксенов из пород подводного палеовулканического

Компонент	6	6	7	8	10	14	14	14	14*	14**
SiO ₂	55,31	58,63	54,14	54,00	54,84	53,63	52,71	52,76	50,27	53,21
TiO ₂	0,11	0,03	0,16	0,24	0,07	0,05	0,07	0,10	0,17	0,07
Al ₂ O ₃	1,55	0,62	2,29	2,27	1,28	1,08	0,71	1,12	1,89	0,80
Cr ₂ O ₃	0,27	0,53	0,14	—	0,41	0,56	0,54	0,16	0,07	0,50
FeO	5,10	3,57	7,17	9,78	4,25	3,23	2,87	5,30	6,39	3,38
MnO	0,07	0,12	0,20	0,24	0,11	0,14	0,09	0,18	0,15	0,11
MgO	17,39	19,24	16,06	14,35	18,01	18,16	18,10	17,76	15,48	17,68
CaO	18,85	17,85	18,98	18,92	20,51	20,31	20,90	21,10	18,95	19,23
Na ₂ O	0,17	0,17	0,22	0,22	0,11	0,27	0,25	0,09	0,18	0,08
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ZnO	0,03	0,02	0,002	—	0,014	0,06	—	—	—	0,05
NiO	—	—	0,029	0,092	0,006	0,04	0,05	—	0,01	0,06
Сумма	98,85	100,77	99,44	100,10	99,62	97,54	96,29	100,29	93,56	95,17
f	14,08	9,40	20,02	27,68	11,68	9,07	8,15	14,32	18,79	9,69

Примечание. Здесь, в табл. 4, на рис. 2, 3: названия пород см. в табл. 2. Одинаковые выполнены В. В. Слипченко методом рентгеноспектрального микроанализа на электронном * Центр зерна. ** Периферия того же зерна.

Андезиты имеют порфиновую структуру и всегда миндалекаменную текстуру. Основная ткань пилотакситовая; нередко стекло полностью раскристаллизовано. Вкрапленники составляют 25—40 % и представлены пироксенами с резким преобладанием моноклинного, сравнительно редко — плагиоклазом.

Клинопироксен в виде хорошо ограненных фенокристаллов представлен авгитом широкого диапазона железистости ($f=8-31\%$) и

Андезиты					Дациты		Плагиорнолиты					Мик-роди-орит	Туфы		
1	9	13	16	20	3	19	12	17	21	22	23	11	2	4	
60,55	58,70	58,69	58,35	58,26	66,32	64,50	73,95	74,20	75,78	74,49	73,49	57,05	46,14	59,82	
0,42	0,34	0,34	0,34	0,34	0,45	0,25	0,25	0,17	0,20	0,20	0,31	0,34	0,42	0,68	
16,03	11,34	11,98	11,98	11,67	12,81	11,66	12,97	12,61	11,82	12,62	12,55	11,21	12,73	18,73	
2,66	1,21	2,07	2,53	1,63	2,83	1,46	—	—	0,27	0,34	0,25	1,52	2,43	1,40	
3,71	5,91	4,66	4,25	5,61	3,18	3,78	3,25	3,50	2,94	3,04	3,80	5,39	5,77	5,42	
0,07	0,09	0,09	0,10	0,10	0,06	0,08	0,05	0,06	0,06	0,04	0,06	0,10	0,27	0,18	
3,65	7,64	7,37	7,89	7,65	1,99	5,81	1,22	1,04	0,88	0,86	1,13	7,26	9,41	2,72	
2,33	5,61	6,05	4,76	5,54	1,19	3,69	0,88	0,69	0,62	0,92	1,00	7,47	8,25	0,94	
5,60	3,54	3,43	4,12	3,68	4,38	3,64	5,62	5,52	5,24	5,48	5,55	3,54	3,17	2,09	
0,92	0,68	0,64	0,14	0,79	1,36	0,27	0,18	0,18	0,38	0,29	0,20	0,65	0,48	2,61	
0,11	0,08	0,10	0,10	0,07	0,15	0,07	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,09	0,11	0,22	
—	0,10	0,05	0,14	0,38	0,15	—	He	—	—	He	He	0,02	—	0,05	
0,46	0,55	0,44	0,63	0,60	0,60	0,24	опр.	»	0,23	0,61	опр.	»	0,44	0,33	0,64
0,84	0,52	0,64	0,80	0,98	0,86	0,70	0,08	0,16	0,28	0,34	0,20	0,56	1,58	0,60	
3,34	3,45	3,18	3,87	2,91	3,44	3,44	1,29	1,52	1,34	1,09	1,47	4,27	9,16	3,74	
100,69	99,76	99,73	100,00	100,21	99,77	99,59	100,22	99,96	100,49	100,14	100,47	99,91	100,25	99,84	
63,57	48,24	47,73	46,22	48,62	75,12	47,42	72,71	77,09	78,48	79,72	78,18	48,76	46,56	71,49	
41,8	17,0	30,8	37,3	22,5	47,1	27,9	—	—	10,1	6,2	32,6	22,0	29,6	20,5	
1,60	0,77	0,85	0,82	0,78	1,60	1,06	2,90	2,78	2,89	2,98	2,42	0,79	0,72	1,36	

пробах установлено $SO_{3\text{общ}}$ (%): пр. 5—0,36; пр. 12—0,41; пр. 22—0,36; пр. 23—0,39. Ана-
 $F_{\text{общ}} = \frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} \cdot 100$ %; $F_{\text{ок}} = \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO} \cdot 100$ %; $al' = \frac{Al_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} \cdot 100$ (%).

це нтра

14	15	15	1	9	9	13	16	16	11	11	2
52,86	55,51	54,94	52,65	54,77	52,43	55,79	51,50	53,27	53,46	52,76	56,93
0,09	0,06	0,11	0,34	0,13	0,18	0,12	0,07	0,10	0,07	0,08	0,11
1,06	0,65	0,97	1,86	1,56	2,10	1,24	0,59	1,45	0,99	0,73	1,39
0,39	0,62	0,64	—	0,10	0,07	0,47	0,12	0,64	0,32	0,40	0,56
4,33	2,45	3,58	11,15	5,80	7,03	4,34	2,89	3,39	3,39	3,76	4,53
0,09	0,12	0,09	0,28	0,14	0,22	0,11	0,13	0,12	0,11	0,10	0,16
18,42	18,60	18,58	13,86	17,67	16,17	18,29	18,62	17,76	18,06	19,03	18,11
19,10	20,73	20,36	18,08	19,22	19,60	20,86	22,79	21,61	21,02	19,63	18,63
0,26	0,12	0,24	0,25	0,16	0,21	0,20	0,11	0,14	0,13	0,13	0,18
—	—	—	—	—	—	—	—	0,01	—	—	—
—	—	—	0,011	—	—	—	—	0,02	—	—	—
—	0,04	—	—	—	0,01	—	—	—	0,01	0,04	—
96,60	98,90	99,50	98,50	99,56	98,03	101,43	96,81	98,51	97,56	96,67	100,60
11,67	9,63	9,78	31,09	15,67	19,61	11,69	8,00	9,63	9,51	10,00	12,29

номера образцов соответствуют разным зернам клинопироксенов из одной пробы. Анализы
 микроанализаторе JСХА-733 Суперпроб фирмы JEOL. $f = \frac{Fe^{2+} + Fe^{3+}}{Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg} \cdot 100$ %.

кальциевости ($Wol = 34-44$ %); между этими параметрами устанавли-
 вается обратная зависимость (рис. 2). В пределах одной пробы разрыв
 по обоим показателям невелик — до 4 % (табл. 3, обр. 9, 16), что, воз-
 можно, свидетельствует о сингенетичности фенокристов. Изредка на-
 блюдается зональность роста; ее характер не определен. Ортопироксен
 представлен коротко таблитчатыми, почти изометричными кристаллами
 хорошей сохранности.

Плагноклаз во вкрапленниках редок, еще реже образует относительно крупные (до 2 мм) фенокристы, обычно сосюритизированные. Состав плагноклазов очень разный, что, возможно, связано с его альбитизацией. Состав нормативного плагноклаза близок к № 30 (от № 18 до № 35). Замеры на федоровском столике, например, в обр. 1 дали плагноклаз № 23, а микрозондом установлен № 6.

Среди основных пород встречены туфы, редкие обломки которых благодаря их полнокристаллической такситовой структуре можно определить как микродиориты. Они отличаются амигдалоидной тек-

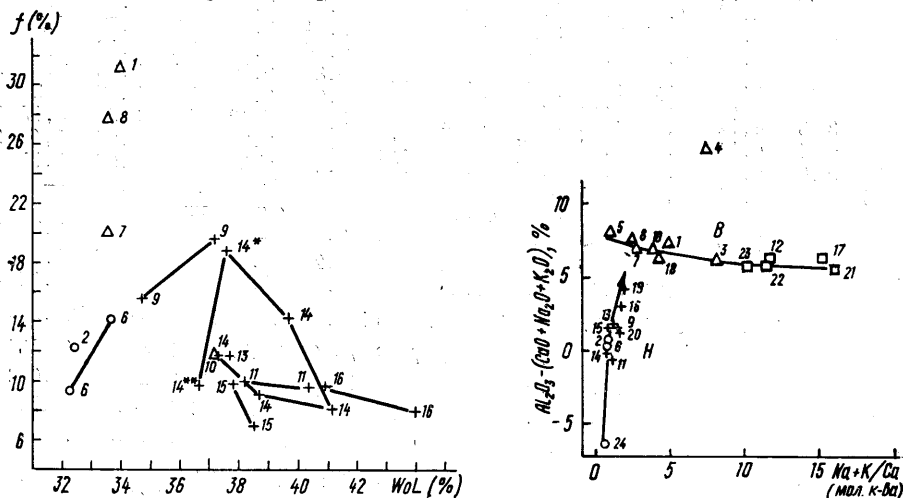


Рис. 2. Соотношение f и WoL клинопироксенов из пород подводного палеовулканического центра

Здесь и далее: \circ — базальты и их туфы; Δ — плагноклазовые андезибазальты, андезиты, дациты и их туфы; $+$ — пироксеновые андезибазальты, андезиты и дациты; \square — плагиориолиты. Линиями соединены значения для разных зерен в пределах одного образца

Рис. 3. Тренды глиноземистости вулканитов дна Черного моря

В — высокоглиноземистые породы; Н — низкоглиноземистые

стурой, лучшей сохранностью, в том числе и явно более основным плагноклазом — до № 54 (обр. 11). В редких пустотах микродиорита развивается хлорит — рипидолит (табл. 4, обр. 11). К единичным находкам следует также отнести литокластические туфы андезитового состава, почти не подвергшиеся палеотипным изменениям, вследствие чего они содержат крупные (свыше 3 мм) фенокристы свежего лабрадора № 61, сдвойникового по альбитовому закону.

4. Химический состав (%) плагноклазов и хлорита из пород подводного палеовулканического центра

Компонент	Плагноклаз				Хлорит
	7	8	8	1	11
SiO ₂	54,65	53,04	59,54	71,56	29,32
TiO ₂	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	22,24	30,93	24,26	20,80	13,44
Cr ₂ O ₃	—	—	0,01	—	0,02
FeO ₂	0,02	0,50	1,01	0,03	20,73
MnO	0,03	—	0,03	—	0,19
MgO	—	0,03	0,17	0,01	18,75
CaO	6,57	11,97	8,69	0,56	0,76
Na ₂ O	0,39	3,70	5,76	4,98	0,24
K ₂ O	2,93	0,05	0,49	0,05	—
ZnO	—	0,04	0,03	0,12	0,08
Сумма	86,86	100,27	100,04	98,14	83,54
№ плагноклаза	90,2	64,1	45,4	6,0	—
f	—	—	—	—	38,4

Кислые породы представлены преимущественно плагиориолитами, реже — дацитами; промежуточные составы (риодациты) не установлены.

Дациты (дацитовые порфиры) — светлые желтовато-серые породы миндалекаменной текстуры с микропорфировой структурой. Вкрапленники составляют до 5 % объема породы; они мелкие (0,1—0,2 мм) и представлены кварцем, плагиоклазом и сильно измененным авгитом. Основная ткань сложена тонким фельзитовым агрегатом кварца и плагиоклаза и небольшим количеством хлорита, нередко с обильными пятнами тонкого рудного минерала. Миндалины размером 1—2 мм выполнены хлоритом и рудными минералами.

Плагиориолиты — массивные светло-серые афанитовые породы, свежие, почти без видимых следов палеотип-

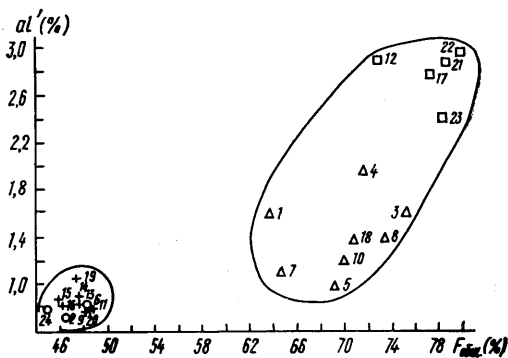


Рис. 4. Соотношение al' и $F_{общ}$ в породах дна Черного моря

ных изменений. Структура порфировая с микропойкилитовой структурой основной ткани (микролейсты плагиоклаза включены в зерна кварца). По составу фенокристов плагиориолиты можно разделить на кварцевые порфиры и плагиопорфиры. В кварцевых порфирах резко преобладают вкрапленники кварца размером 0,2—2 мм в количестве до 30 %. Фенокристы кварца оплавлены, иногда корродированы основной массой. В плагиофировых породах в составе фенокристов преобладает плагиоклаз в виде идиоморфных мутных буроватых кристаллов размером 0,2—0,8 мм. Фенокристы плагиоклаза распределяются крайне неравномерно, образуя скопления, в которых отмечены реликты полуразрушенного пироксена и хлорита. Наряду с массивной изредка встречается микроферролитовая текстура; отдельные сферулы сложены кварцем и альбитом. Состав плагиоклаза основной ткани и фенокристов удивительно постоянный. В фенокристах — №34—37, двойникование по альбитовому и карлсбадскому законам (замеры на федоровском столике). В основной ткани, судя по нормам, которые в данном случае должны близко отвечать истинному значению, состав плагиоклаза № 5—8.

Редкие миндалины в плагиориолитах выполнены эпидотом или клиноцоизитом.

Рудные минералы в базальтах крайне немногочисленны. Отмечаются мельчайшие зерна пирита и округлые выделения халькопирита.

Указанные две серии андезибазальтов отличаются и в рудной части. Так, авгитовые разности вообще лишены рудных. Плагиоклазовые андезибазальты формировались в более окислительных условиях: в них, помимо мелкой вкрапленности, присутствуют и крупные кубические кристаллы пирита. Встречаются также крупные идиоморфные зерна магнетита; нередко видны решетки мартитизации, а иногда сохраняются лишь реликты собственно магнетита. Реже отмечается поздний халькопирит; его жилки пересекают магнетит.

Среди андезитов, в отличие от андезибазальтов, пироксеновые и плагиоклазовые разности почти не отличаются по набору рудных минералов. Это те же две фазы пирита (мелкие вкрапления и более крупные идиоморфные кристаллы) и мелкий магнетит, иногда по периферии зерен замещенный пиритом. В андезитовом туфе также установлены пирит и магнетит.

Дациты бедны рудными: отмечается лишь мелкий пирит и в пироксеновом даците — мелкий магнетит.

В плагиориолитах, напротив, рудные минералы характеризуются относительным разнообразием и крупными размерами. Классические кубические формы пирита, наряду с пронизывающей породу мелкой пиритовой вкрапленностью, образуют видимые скопления. Кроме того, присутствуют ксеноморфные халькопиритовые выделения и кристаллы магнетита без признаков мартитизации.

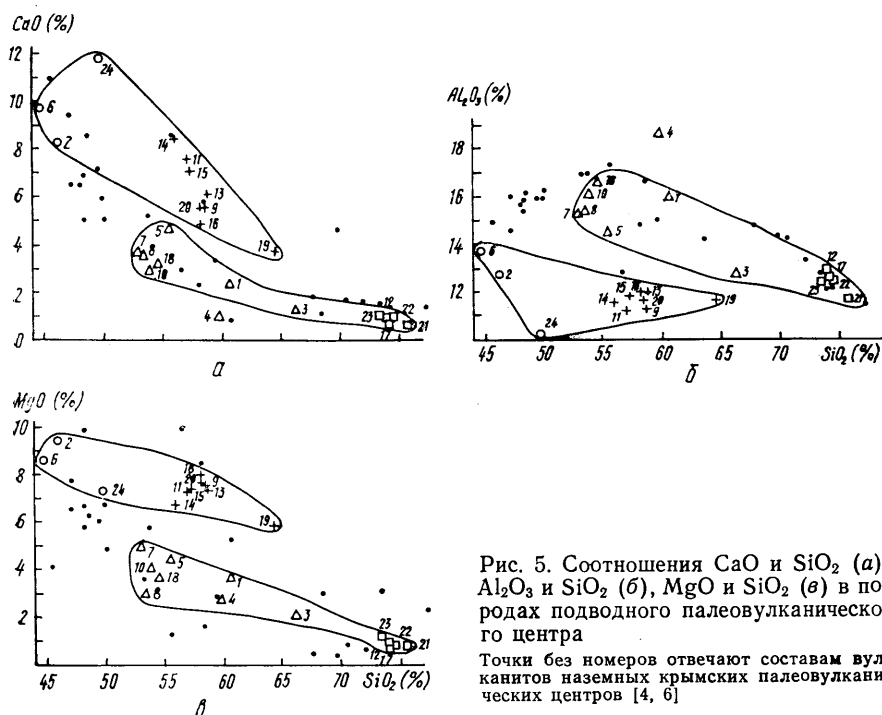


Рис. 5. Соотношения CaO и SiO₂ (а), Al₂O₃ и SiO₂ (б), MgO и SiO₂ (в) в породах подводного палеовулканического центра

Точки без номеров отвечают составам вулканитов наземных крымских палеовулканических центров [4, 6]

В единственном аншлифе микродиорита, помимо обычных пирита и магнетита, в крупной миндалине установлен предположительно галенит.

Сравнительное изучение химических анализов описанных выше пород (табл. 2) достаточно однозначно указывает на наличие среди них двух обособленных серий: высоко- и низкоглиноземистой (рис. 3). Высокоглиноземистая серия — плагиофировые породы — включает в себя андезиты и дациты, обладающие, в соответствии с работой [5], высокой и весьма высокой глиноземистостью по величине al' (рис. 4). Кроме того, в сравнении с породами второй группы они являются высокожелезистыми, низкоизвестковистыми и маломафичными. Низкоглиноземистая серия — пироксеновые вулканиты — представлена породами от базальтов до дацитов с преимущественно низкой и умеренной глиноземистостью. Низкоглиноземистые породы являются высокоизвестковистыми, низкожелезистыми, более мафичными и обладают более низкой натровой щелочностью. Все эти свойства достаточно наглядно видны на диаграммах с участием CaO, Al₂O₃, FeO, MgO и SiO₂ (рис. 5, а—в, б). Еще одно существенное отличие: андезибазальты и андезиты высокоглиноземистой серии отличаются более высокой степенью окисления железа сравнительно с аналогичными породами низкоглиноземистой серии, что и отражено в наборе рудных минералов.

Главная и всеобщая петрохимическая особенность драгированных пород — чрезвычайно низкое содержание K₂O во всех без исключения разновидностях (табл. 2). Все они являются нормативно ортопироксеновыми, несколько реже — дупироксеновыми. При этом, если высокоглиноземистые, в соответствии с диаграммой Х. Куно (рис. 7), близки к гиперстенной базальтовой серии, то низкоглиноземистые породы на этой диаграмме аналогов вообще не имеют.

С помощью геотермометрии однозначно устанавливается более высокотемпературный характер высокоглиноземистой серии по сравнению с низкоглиноземистой. Так, согласно пироксеновому термометру Д. Линдсли [7], температуры кристаллизации высокоглиноземистых вулканитов при $p = 1$ кбар составляют 1105—1180, а низкоглиноземистых — 850—1080 °С. По породному геотермометру В. А. Кутолина и

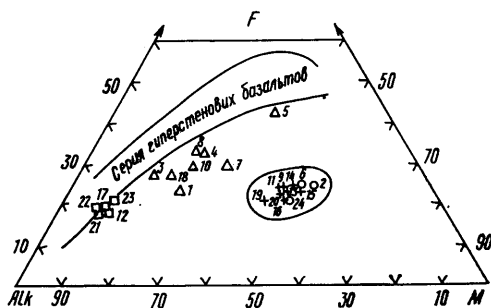
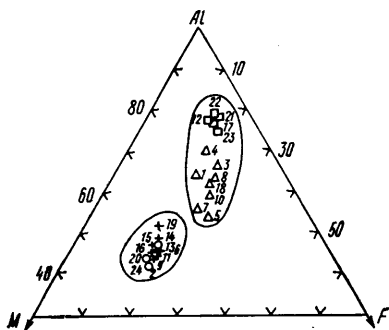


Рис. 6. Соотношение вулканитов дна Черного моря на диаграмме Al—M—F (Al=Al₂O₃; M=MgO; F=FeO+Fe₂O₃)

Рис. 7. Положение составов пород подводного палеовулканического центра на диаграмме X. Куно (Alk=Na₂O+K₂O; M и F см. на рис. 6)

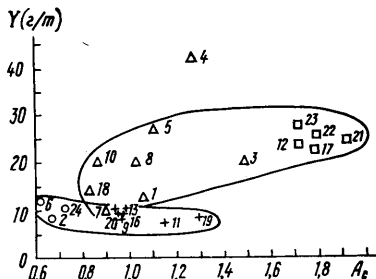
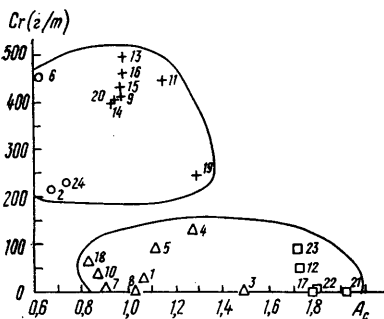


Рис. 8. Соотношение содержания хрома и коэффициента A_c в породах подводного палеовулканического центра

Рис. 9. Соотношение содержания иттрия и коэффициента A_c в породах подводного палеовулканического центра

А. А. Прусевича [3] таких различий не устанавливается, но, судя по расчетному интервалу кристаллизации плагиоклаза (1180—1240 °С), фенокристы плагиоклаза и пироксенов кристаллизовались одновременно. Различия в температурах кристаллизации авгитов (например, обр. 14 — 1010—1160, обр. 16 — 850—1010, обр. 9 — 1080—1170 °С) установлены только для низкоглиноземистых вулканитов. В этих же породах (обр. 14) установлен авгит с обратной зональностью (центр — 1120, края — 1200 °С), свидетельствующий, возможно, о смешении более ранней кислой магмы с поздней и более высокотемпературной основной магмой. Достаточно хорошо две серии разделяются по элементам-примесям: низкоглиноземистые вулканиты обогащены элементами группы железа (рис. 8), а глиноземистые — элементами иттриевой группы (рис. 9).

Характер распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) вулканитов типично «андезитовый» с очень слабым минимумом европия. Низкоглиноземистые андезибазальты, а также высокоглиноземистые дациты отличаются от андезитов островных дуг на порядок более низкими содержаниями РЗЭ (рис. 10). По-видимому, это признак слабой контаминации. Особенно велики отличия андезибазальтов драгируемых образцов от типичных спилитов, достигающие в части легких лантаноидов трех порядков. По-видимому, эти различия свидетельствуют

против отнесения драгированных проб к спилит-кератофировой формации.

Важно сопоставить имеющиеся данные с опубликованными материалами по вулканитам Крыма. Наиболее существенных отличий два: незначительное участие в составе драгированной толщи пирокластов, преобладающих в других центрах, и полное отсутствие пород калиевого ряда. Калиевые риолиты, в частности, установлены скважинами на Гераклейском плато и обнажаются на мысе Фиолент.

В вулканической группе Карадага также широко представлены риолиты с довольно высоким содержанием K_2O — свыше 1,5 %. Вообще полных петрохимических аналогов изученных нами пород среди вулканитов Крыма очень мало. Как можно видеть на

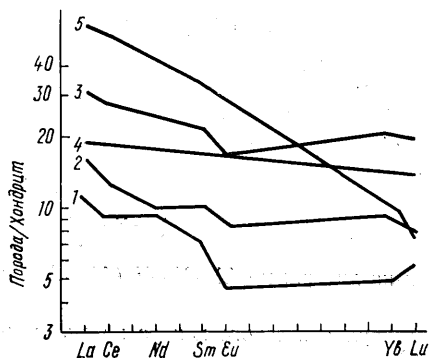


Рис. 10. Распределение РЗЭ в некоторых породах дна Черного моря

1 — дацит, пр. 19; 2 — авгитовый андезибазальт, пр. 14; 3 — плагриолит, пр. 22; 4 — андезит дуги Тонга—Кермадек [1]; 5 — средний спилит [5]

некоторых петрохимических диаграммах (рис. 5), большая часть фигуративных точек составов крымских вулканитов располагается вне полей выделенных нами петрохимических серий. Высокоглиноземистые андезибазальты и андезиты петрохимически наиболее близки к аналогичным породам Гераклейской ВТС: последние также являются высокоглиноземистыми. В то же время среди них отсутствуют петрохимические аналоги пород низкоглиноземистой серии.

Поскольку в нашем распоряжении нет никаких данных об условиях залегания драгированных пород дна Черного моря, то выводы приходится делать, исходя из сопоставления с данными по береговым обнажениям.

Разрез Гераклейской ВТС, наиболее близкой к участку драгирования, сложен вулканитами карадагской свиты, состоящей из трех толщ, отвечающих трем фазам вулканизма (снизу вверх): базальтовой, кислых туфов и потоков андезитов. Эффузивы и пирокласты служат вмещающими для дайкового комплекса, представленного андезитами, дацитами, плагриолитами и базальтами [6].

По-видимому, можно исходить из гипотезы о разных условиях залегания драгированных пород высоко- и низкоглиноземистой серий, считая, что первые являются преимущественно дайковыми, а вторые — их вмещающей толщей.

Существуют устойчивые представления о вмещающих стратифицированных породах как спилит-кератофировой формации. Действительно, судя по немногим нашим анализам базальтов и их туфов, а также по опубликованным данным, они близки к спилитам. В частности, индекс измененности Ведыполя достаточно высокий — 8—9 %. Базальты палеотипно изменены, а плаггиоклаз полностью псевдоморфно альбитизирован. Однако драгированные базальты существенно отличаются от средних составов спилитов низкими содержаниями TiO_2 , K_2O и особенно низкими — РЗЭ, характерными для неконтаминированных энзиматических вулканитов и не свойственными таким вторичным минералам, как эпидот и актинолит. По указанным причинам отнесение к спилитам драгированных базальтов, равно как и аналогичных пород Гераклейской ВТС, представляется неоднозначным. Что касается близких к ним по составу андезибазальтов, то палеотипные изменения выражены еще слабее, вследствие чего сохранились первичный плаггиоклаз и слабоиз-

мененный авгит при почти «толеитовом» составе P3Э. Малая роль пирокластов, низкая окисленность железа, сравнительно невысокие температуры кристаллизации при наличии авгита в виде фенокристов позволяют рассматривать породы низкоглиноземистой серии как подводные образования достаточно больших глубин. Отсутствие роговой обманки и слюды, которые следовало бы ожидать в этих условиях, объясняется сухостью и низкой калиевой щелочностью магмы.

Породы высокоглиноземистой (плагифириевой) серии, содержащей андезиты, дациты и, вероятно, плагioriолиты, т. е. в целом более кремнекислые, по аналогии с береговыми обнажениями мыса Фиолент можно отнести к дайковым, частично, возможно, к породам жерловой фации. Они кристаллизовались при более высоких температурах (около 1105—1180 °С), низких давлениях и, вероятно, в надводных условиях, что хорошо согласуется с высокой степенью окисления железа.

Представления о тектонической природе Горного Крыма, как известно, неоднозначные. Он рассматривался как ороген типичной геосинклинали, как краевой пояс, островодужная система, а в последнее время — как эпиплатформенное горное сооружение типа рифта [2]. Существенно натриевый состав драгированных пород, низкая титанистость, переменная известковистость, слабо проявленные явления контактирования при полном отсутствии коровых ксенолитов позволяют рассматривать эти образования как раннегеосинклинальную ассоциацию, сформировавшуюся на симатической коре. При этом низкоглиноземистые вулканиты представляют собой относительно чистую выплавку на границе кора—мантия, а высокоглиноземистые — выплавку с большим участием корового материала.

Возникает также вопрос: являются драгированные породы частью Гераклейской ВТС или продуктом отдельной ВТС? Учитывая существенные отличия в составе пород предположительно вмещающей толщи дна Черного моря от аналогичной толщи мыса Фиолент, ее явно глубоководные условия формирования, а также значительное удаление от Гераклейской ВТС, можно допустить наличие здесь самостоятельной ВТС под названием Ломоносовский подводный палеовулканический центр.

1. Бородин Л. С. Геохимия главных серий изверженных пород.— М.: Недра, 1981.— 195 с.
2. Коваленко А. П., Пасынков А. А. Палеовулканические центры Горного Крыма // Докл. АН СССР.— 1986.— Т. 291, № 5.— С. 1192—1195.
3. Куголин В. А., Прусевич А. А. Петрохимические методы определения некоторых условий образования вулканических пород // Петрохимия, генезис и рудоносность магматических формаций Сибири.— Новосибирск: Наука, 1985.— С. 148—158.
4. Лебединский В. И., Макаров Н. Н. Вулканизм Горного Крыма.— Киев: Изд-во АН УССР, 1962.— 207 с.
5. Магматические горные породы: Основные породы / Отв. ред. Е. В. Шарков.— М.: Наука, 1985.— 487 с.
6. Шаталов Н. Н., Борисенко Л. С., Пивоваров С. В., Дубина Е. Л. Дайки Гераклейской вулcano-тектонической структуры Крыма // Докл. АН УССР. Сер. Б.— 1990.— № 9.— С. 19—23.
7. Lindsley D. H. Pyroxene thermometry // Amer. Miner.— 1983.— Vol. 68, N 5/6.— P. 477—493.

Ин-т геохимии и физики минералов АН УССР,
Киев
Ин-т геол. наук АН УССР, Киев

Статья поступила
21.01.91

Резюме

Підняті за час 51-го рейсу НДС «Михаїл Ломоносов» магматичні породи, що віднесені авторами до продуктів самостійного підводного палеовулканічного центру, представлені вулканітами від базальтів до плагіоріолітів. На підставі петрографічного і петрохімічного вивчення серед них виділено дві відособлені серії: високо- (плагіофіри) та низькоглиноземиста (піроксенові вулканіти). Перша представлена переважно дайковими породами, що кристалізувалися у надводних умовах при високих температурах, а дру-

га — товщею, що їх містить і є низькотемпературними підводними утвореннями достатньо великих глибин. У цілому вивчені породи розглядаються як ранньогеоіноклінальна асоціація, що сформувалася на симатичній корі.

Summary

The igneous rocks presented by basalts and their tuffs, andesibasalts, andesites and their tuffs, dacites and plagioryholites have been lifted by means of dredging of the Crimean continental slope to the south-west from Sevastopol during the 51st voyage of research vessel «Michail Lomonosov». Petrographical and petrochemical studies have resulted in a division of the rocks mentioned above into two isolated series: high- and low-aluminiferous ones. The first series includes plagiophyres and the second one embraces pyroxene-volcanites from basalts to dacites. The two main characteristic features of the volcanites studied have been determined while comparing them to those from the known Crimean paleovolcanic centres: being widely spread in other centres pyroclastic material participates insignificantly in the composition of the dredged thickness and potassium rocks are absent at all. According to these and other differences the rocks studied are considered to be the products of the independent paleovolcanic centre that has been called «Lomonosov» centre by the authors.

With the geothermometrical data having been taken into account the investigations carried out permit assuming that the high-aluminiferous rocks are primarily of dyke origin and have been crystallized under the surface conditions at high temperature and low pressure, while the low-aluminiferous rocks are thought to be the dykes-enclosed series and are the submarine deep-water formations that has been formed at relatively low temperature. On the whole, the rocks dredged are regarded as an early-geosynclinal assemblage that has been formed upon the simatic crust.

УДК 552.45:552.42+550.382.3(477.62)

Г. Л. Кравченко, В. П. Кривонос

Эвлизиты Зачатьевской магнитной аномалии (Восточное Приазовье)

Охарактеризованы вещественный состав и условия образования эвлизитов и ассоциирующих с ними магнетитовых и безрудных кварцитов, основных кристаллических сланцев и гнейсов сачкинской свиты центральноприазовской серии (PR₁). Показано, что эвлизиты образовались при высокотемпературном (гранулитовая фация) метаморфизме железистых мафитов в восстановительных условиях. Образование магнетитовых кварцитов связано с окислением эвлизитов в процессе стрессовых деформаций. В ходе регрессивного метаморфизма (амфиболитовая фация), сопровождавшегося щелочным метасоматозом, происходила интенсивная кумингтонизация эвлизитов и магнетитовых кварцитов, а также амфиболитизация, биотитизация и калишпатизация основных кристаллических сланцев и образовавшихся по ним гнейсов.

Зачатьевская магнитная аномалия (ЗМА) обнаружена в кристаллическом фундаменте юго-восточной части Конкско-Ялынской впадины, выполненной мощной (свыше 500 м) толщей отложений неогена, палеогена и мела. Она расположена вблизи пересечения субмеридионального Розовского разлома с субширотной долгоживущей (PR—MZ) Конкско-Зачатьевской зоной разломов. Аномалия находится в 45—50 км к северу от Мариупольского железорудного месторождения (МЖМ) и приурочена к субмеридиональному древнему дометаморфическому линейamentу, в пределах которого широко развиты проявления основного вулканизма и магматизма и связанные с ними железоруднения [14]. В административном отношении ЗМА расположена вблизи с. Зачатьевка Волновахского района Донецкой области и в 3 км к северо-востоку от одноименной железнодорожной станции. В структурном отношении участок докембрийского фундамента, к которому приурочена ЗМА, представляет собой узкую (примерно 300—400 м) брахисинклинальную

© Г. Л. КРАВЧЕНКО, В. П. КРИВОНОС, 1992