

3. Евдошук Н. И., Иванова В. Д., Бондарчук Г. К. Перспективы нефтегазоности Южного региона Украины // Сборник научных трудов. Материалы 5-ой Международной конференции "Нефть и газ Украины — 98". — Полтава, 1998. — 1. — С. 289–290.

4. *Нафтогазоносні провінції світу* / Б. Маєвський, М. Євдошук, О. Лозинський. — Київ: Наук. думка, 2002. — 406 с.

5. Савчак О. З., Павлюк М. І. Геодинамічні умови формування структур-пасток нафти і газу південного нафтогазоносного регіону України // Матеріали 8-ї Міжнародної науково-практичної конференції "Нафта і газ України — 2004". — Судак, 2004. — УНГА. — 1. — С. 238–239.

6. Чебаненко І. І., Євдошук М. І., Клочко В. П., Токовенко В. С. Тектоніка і нафтогазоносність Азово-Чорноморського регіону та його місце в системі осадових басейнів Альпійсько-Гімалайського поясу // Сборник научных трудов. Материалы 5-ой Международной конференции "Нефть и газ Украины — 98". — Полтава, 1998. — 1. — С. 308–309.

7. Шнюков Е. Ф., Пасынков А. А., Клещенко С. А. и др. Газовые факелы на дне Черного моря. — Киев: НАН Украины, 1999. — 134 с.

У статті розглянуті основні сучасні уявлення про геотектонічний розвиток та геологічну будову басейну. Наведені загальні, необхідні та достатні критерії для прогнозування перспектив нафтогазоносності, а також якісна оцінка фонду структур.

In the article basic contemporary concepts about geotectonic development and geological structure of the field are examined. Are given the general, necessary and sufficient criterias for oil and gas-bearing capacity, and also the qualitative assessment for the fund of structures.

УДК 552.313.8(262.5)

Е. Е. Шнюкова¹, И. Б. Щербаков¹

ПЕТРОГРАФИЯ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ФОРОССКОГО ВЫСТУПА КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА ЧЕРНОГО МОРЯ

Драгированием изучена вулканогенно-осадочная толща, обнажающаяся на Форосском выступе континентального склона на глубинах от 500 до 1500 м и сложенная туфами, туфопесчаниками и туфоалевролитами. Среди пирокластических пород преобладают среднеобломочные литокристаллокластические туфы, литокласты в которых представлены преимущественно кислыми, реже средними и редко основными эффузивами, а кристаллокласты — свежим средним и основным плагиоклазом и магнезиальной роговой обманкой. Среди вулканогенно-осадочных пород наиболее распространены среднезернистые полимиктовые туфопесчаники с тем же составом обломков плюс кварц, биотит и глауконит. Туфы датированы по фауне фораминифер нижним мелом. От наземной альбской туфовой толщи района Балаклавы изученные туфы отличаются отсутствием клинопироксена

© Е.Е.Шнюкова¹, И.Б.Щербаков¹:

¹ Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины.

в составе кристаллокластов. На основании геохимических и минералогических признаков сделан вывод о большой глубинности источника магмообразования. Исходя из характера геофизических полей и геодинамической ситуации в раннем мелу, высказано предположение о нахождении вулканического очага между Балаклавой и континентальным склоном Форосского выступа.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ

Контур континентального склона в прикрымской части Черного моря характеризуется резким изгибом к югу на отрезке мыс Фиолент — пос. Форос. На этом участке, получившем название “Форосский выступ”, хорошо обнажена вулканогенно-осадочная толща, изученная драгированием в течение нескольких последних рейсов НИС “Профессор Водяницкий” в 2002–2004 гг. Вулканогенно-осадочные породы на Форосском выступе впервые были описаны А. С. Жигуновым [2, 10] на станциях 2283 и 7646 (рис. 1). В 59-м рейсе НИС “Профессор Водяницкий” такие породы были подняты нами на станциях 5746, 5751 и 5754, а в 61-м рейсе — на станциях 5773, 5790, 5800.

Вулканогенно-осадочная толща обнажается восточнее траверза мыса Фиолент непрерывной полосой протяженностью около 14 км в средней части континентального склона на глубинах от 500 до 1500 м. Наиболее рас-

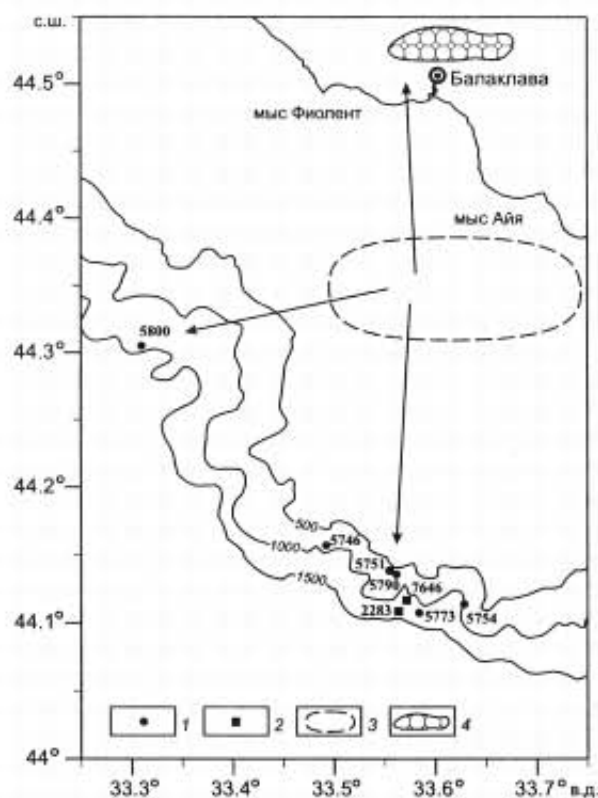


Рис. 1. Схема Форосского выступа континентального склона Черного моря. Условные обозначения: 1, 2 — станции драгирования, на которых были подняты туфовые породы (1 — 59-го и 61-го рейсов НИС “Профессор Водяницкий”, 2 — по [2, 10]); 3 — положительная гравитационная аномалия интенсивностью до 44 мГал; 4 — область распространения альбской туфовой толщи на суше

пространены туфогенные породы в интервале глубин 600–1000 м, где они слагают выраженную в рельефе террасу, северный склон которой пологий, а южный, обращенный к абиссали, значительно круче. Наиболее полно характеризуют разрез туфогенной толщи драги на ст. 5751 (драгирование здесь осуществлялось дважды) и 5790. В этих случаях драга каждый раз вскрывала обнажения на перегибе террасы на глубине около 600 м, и почти весь каменный материал драги (глыбы и крупные обломки общим весом до 200 кг) был представлен туфогенными породами, причем на 40% — крупно- и среднеобломочными. В крайних западной (ст. 5746) и восточной (ст. 5754) точках полосы распространения туфогенных пород их количество в драгах уменьшается относительно осадочных образований. Нормально-осадочные отложения непосредственно в полосе распространения туфогенных пород в том же интервале глубин представлены известняками, глинами, песчаниками и алевролитами нижнего мела (альб) и известняками, глинами, песчаниками и мергелями верхнего мела (коньяк) [7], а глубже 1500 м обнаружены верхнеюрские глины и известняки [4]. Нижнеюрские отложения и образования таврической флишевой серии на Форосском выступе достоверно не установлены. Еще один, обособленный участок развития туфов находится северо-западнее (ст. 5800); он отделен от основного участка поперечной, конформной изобатам полосой кайнозойских осадочных пород: песчаниками и алевролитами палеоцена, известняками и мергелями эоцена, алевролитами и глинами майкопа, песчаниками и мергелями миоцена [11]. На этом участке на глубине 1200 м установлены альбские глины [13], а туфогенные породы подняты с глубины порядка 1500 м в виде большой глыбы весом около 70 кг.

На близлежащей суше, в Балаклавской котловине, туфогенные породы известны давно [5]. Туфовая толща распространена на ограниченной территории протяженностью около 10 км и входит в состав чоргуньской свиты альбского возраста, залегающей на размытой поверхности юрских (титонских) известняков. Туфы перекрываются маркирующим горизонтом песчаников, алевролитов и гравелитов, обогащенных углистым веществом. В альбской туфовой толще содержатся линзовидные прослои лапиллиевой брекчии мощностью до 10 см; лапилли слагают до 50% объема линз и представлены роговообманковым андезитом.

ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД

К настоящему времени нет общепринятой классификации туфогенных пород. Следуя определению Е. Ф. Малеева, принимаем, что “...вулканический туф — это горная порода, образованная путем цементирования с помощью гидрохимических процессов или путем уплотнения рыхлого вулканического материала, независимо от крупности обломков и фациальных условий их накопления” [6]. Породы с примесью осадочного материала в количестве, не превышающем 50%, относятся к туффитам. При еще меньшем содержании пирокластического материала породу описываем как осадочную с приставкой туфо-: туфопесчаник, туфоалевролит и т. д. Таким образом, туф содержит от 75 до 100% пирокластического материала, туффит — 50–75%, туфогенно-осадочные породы — менее 50%. Исходя из этого, драги-

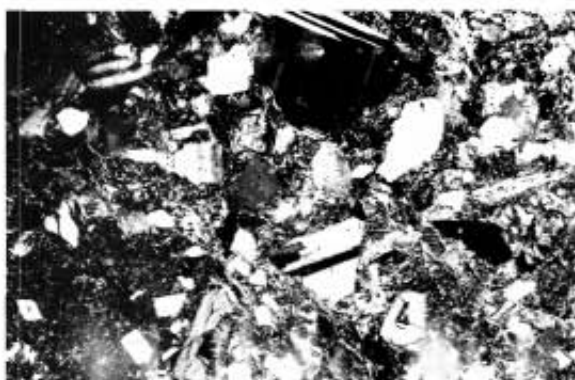
рованные на Форосском выступе породы представлены преимущественно туфами, меньше туфопесчаниками и туфоалевролитами, редко туффитами. Согласно классификации [6], туфы относятся к вулканокластическим (пирокластическим) породам, туффиты — к осадочно-вулканокластическим, а туфопесчаники и т. п. — к вулканогенно-осадочным. Применяется также классификация по размерности: псефитовый (крупнообломочный) туф (или туффит) имеет размер фрагментов более 2 мм, псаммитовый (среднеобломочный) — 0,1–2 мм, алевритовый (мелкообломочный) — 0,01–0,1 мм, пелитовый (тонкообломочный) — менее 0,01 мм. При этом количество цемента не учитывается; оно обычно возрастает с уменьшением размера фрагментов. Прилагательные “песчанистый”, “алевритистый” применяем при содержании частиц соответствующего размера порядка 10–20%. По составу обломков туфы Форосского выступа относятся к литокластическим, кристаллокластическим и смешанным; они не содержат свежего стекла, поэтому витрокластических туфов не выделяем.

Пирокластические породы. *Крупнообломочные туфы* на Форосском выступе распространены незначительно. Как известно, они обычно являются литокластическими, слагают саму вулканическую постройку и подножье вулкана. Такой литокластический псефитовый туф поднят на ст. 5773 с глубины 1500–1200 м (обр. 5773/1). Обломочный материал в нем представлен породами, а не минералами. Обломки размером до 2,5 мм большей частью округлые. Среди них преобладают кислые стекловатые породы, меньше обломков андезитов с пилотакситовой структурой. Есть возможно, основное хлоритизированное стекло. Осадочный материал представлен песчинками алевролита, карбоната, известняка, глауконита. Цемент карбонатный, распределен неравномерно, местами вообще отсутствует.

Большая глыба со ст. 5800 сложена светлым зеленовато-серым непрочным литокристаллокластическим псефитовым туфом (обр. 5800-гл/1, 5800-гл/2). Порода плохо сортирована (рис. 2, а). Размер частиц изменяется в пределах 0,1–2,5 мм. Преобладают цельные кристаллы свежего плагиоклаза, почти всегда четко зонального. Есть, впрочем, достаточно много кристаллов измененного (не альбитизированного!) плагиоклаза. Присутствуют единичные зерна обломочного кварца. Обломки пород округлые или овальные и сложены андезитом: в измененном изотропном стекле четко выделяются фенокристы плагиоклаза и кристаллы бурой роговой обманки. Есть также частицы кислого стекла. Цемент бурый полупрозрачный, низкодвупреломляющий. Объем цемента — 40%. В составе цемента немного глауконита и карбоната.

В основной полосе распространения туфогенной толщи единичны находки крупнообломочного кристаллокластического туфа (обр. 5790/11). В составе пирокластического материала резко преобладают кристаллы плагиоклаза. Плагиоклаз свежий, четко зональный, характерный для андезитов. Есть также отдельные фенокристы кварца вместе с раскристаллизованной тканью кислых пород. Роговая обманка выступает в виде столь же крупных кристаллов (2 мм) характерной таблитчатой или клиновидной в разрезе формы (рис. 2, б). Роговая обманка зеленая и темнозеленая, обычно изменена. Цемент (50%) базальный, в шлифе — зеленовато-бурый, полупрозрачный, слабо двупреломляющий. Учитывая крупнозернистую струк-

*Вклейка к статье Е.Е. ШНЮКОВОЙ, И.Б. ЩЕРБАКОВА
“Петрография пирокластических и вулканогенно-осадочных пород
Форосского выступа континентального склона Черного моря”*



a



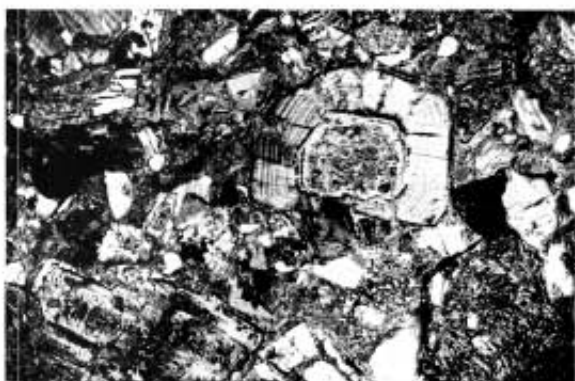
б



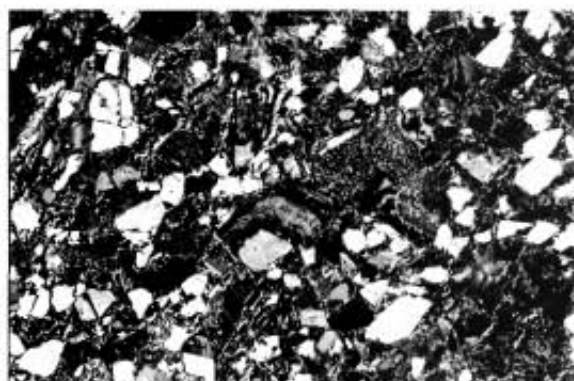
в



г



д



е

Рис. 2. Микрофотографии шлифов туфов Форосского выступа в скрещенных николях:
a — обр. 5800-гл/1, ув. 39; *б* — обр. 5790/11, ув. 46; *в* — обр. 5746/1, ув. 35; *г* — обр. 5751-1/1, ув. 29;
д — 5790/5, ув. 25; *е* — 5790/4, ув. 32.

туру породы, цемент скорее всего является пеплом пород среднего состава. Заметим, что псефитовые кристаллокластические туфы отлагаются вблизи вулкана и вообще встречаются значительно реже литокластических.

В отдельных случаях литокластический псефитовый туф может напоминать туфобрекцию. Такая порода, сложенная преимущественно обломками вулканитов и цементирующим осадочно-вулканогенным материалом с незначительным участием кристаллов, представлена в обр. 5751/3. Форма обломков довольно остроугольная, иногда слабо обоваленная. Размер частиц обычно 0,7–1,5 мм, но может достигать и 15 мм. Встречаются также кристаллы плагиоклаза размером до 1 мм. Обломки пород представлены следующими тремя разновидностями: 1) Базальты с четко офитовой или интерсертальной структурой, как порфиновые, так и афировые. Темноцветные минералы начисто карбонатизированы. В основной ткани выделяются фенокристы плагиоклаза размером до 1 мм. Редкие миндалины округлые, выполнены чистым карбонатом, а стенки миндалин выстланы хлоритом. Плагиоклаз не альбитизирован. 2) Андезибазальты с характерной пилотакситовой структурой и зональным или футлярообразным плагиоклазом. 3) Слабо раскристаллизованное кислое стекло с нечетко выраженной дактилоскопической структурой. Промежутки между обломками в породе выполнены алевропелитовым цементом. Цемент пелитоморфный, с низким двупреломлением. Алевритовые частицы представлены плагиоклазом, кварцем и карбонатом. В цементе изредка видны полости, выполненные пренитом, из чего можно заключить, что порода претерпела начальную стадию метаморфизма в условиях пренит-пумпеллиитовой фации.

Среднеобломочные туфы наиболее распространены на Форосском выступе. Довольно прочные темносерые алевропелитовые песчанистые мелко-среднеобломочные туфы драгированы на ст. 5746, где они составляют около 5% объема каменного материала драги. Размер обломков в туфе меняется от пелитового и алевритового до песчаного (обр. 5746/1, 5746/2). Песчанистая часть обломочного материала составляет 20%, алевритовая — 10%. Насыщенность цемента песчинками размером от 0,1 до 0,6 мм переменная — от 0 до 50%. Редкие округлые песчинки кислого вулканита (риолита) с отчетливыми фенокристами плагиоклаза достигают в размере 1 мм. Особенность этих пород — слабая сортировка, отсутствие окатанных песчинок и существенно плагиоклазовый их состав, свидетельствующий о размыве пород с вкрапленниками плагиоклаза при плохой сохранности вкрапленников темноцветных минералов (рис. 2, в). Плагиоклаз в виде отдельных кристаллов и их обломков микротиновый, совершенно свежий, по результатам замеров в иммерсионных препаратах отвечает № 46–48. Кристаллы плагиоклаза нередко зональные и футлярообразные, что указывает на их происхождение из андезитов. Кварца среди песчинок мало, причем он почти неокатанный, оскольчатый. Встречаются редкие зерна бледнозеленой роговой обманки, а также алевритового размера частицы альбита. Присутствуют обломки вулканитов, среди которых распознаются белые, серые и розовые дациты и риолиты. Это — кислое, слабо раскристаллизованное и карбонатизированное стекло, а также обломки пород с мелкозернистой основной тканью кварц-плагиоклазового состава, в которой наряду с порфи-

ровыми вкрапленниками плагиоклаза видны мелкие таблички зеленовато-бурого биотита. Индивидуализированные зерна биотита в туфе не обнаружены. Очень редки обломки зеленого хлоритизированного, вероятно, основного стекла. Кроме того, видны обломки известняка, возможно, туфа, зерна глауконита, встречаются фораминиферы, часто замещенные цеолитом, обломки мшанок и обугленной древесины. Цемент под микроскопом желтовато-серый, по размерности пелитовый, базальный, по составу, вероятно, слюдисто-хлоритовый, частично карбонатизированный и метаморфизованный. Рудный минерал — ильменит, в виде точечных каемок вокруг крупных обломков и кристаллов; встречаются также кристаллы пирита и барита. Судя по обилию плагиоклаза и малому содержанию кварца, при образовании этой породы разрушались преимущественно андезиты. Впрочем, фенокристы кварца, как известно, редки даже в наиболее кислых вулканитах этой части Крыма. На андезито-дацитовый состав указывает и химический анализ пород (табл. 1).

Таблица 1. Химический состав туфов по данным рентген-флуоресцентного анализа

Оксиды, мас.%	5746/1	5746/3	5751-1/1	5751-1/2	8010
SiO ₂	63,37	65,14	32,70	38,04	45,13
TiO ₂	0,45	0,44	0,39	0,44	0,61
Al ₂ O ₃	10,53	10,67	10,14	12,24	12,27
Fe ₂ O ₃	5,45	5,44	4,22	4,77	5,18
MnO	0,05	0,04	0,21	0,16	0,29
MgO	0,78	0,80	3,44	3,89	3,89
CaO	6,34	4,88	27,13	20,47	17,94
Na ₂ O	1,32	1,25	1,35	1,57	1,83
K ₂ O	1,67	1,77	1,19	1,38	0,62
P ₂ O ₅	0,12	0,11	0,13	0,15	0,13
S	0,44	0,39	0,47	0,76	0,03
Cl	0,20	0,20	0,18	0,21	0,01
H ₂ O [*]	2,15	2,42	2,25	2,86	2,52
Ппп	6,72	6,04	15,80	12,66	9,14
Элементы, г/т					
Rb	49,2	48,0	21,5	23,9	13,0
Sr	441	392	344	350	712
Y	23	21	27	25	16
Zr	88	102	70	65	99
Ba	1360	969	341	284	528
La	10	10	16	26	10
Ce	45	40	42	48	10
Au	0,007	0,007	0,016	0,018	0,006

Примечание. Образцы 5746/1, 5746/3, 5751-1/1, 5751-1/2 — Форосский выступ, образец 8010 — Балаклавская котловина. Рентген-флуоресцентный анализ выполнен в Киевском национальном университете, аналитики В. В. Загородний (петрогенные компоненты) и А. В. Андреев (микроэлементы). Концентрации Au дополнительно определены пробирным анализом в ИГМР НАН Украины, аналитик А. А. Юшин.

На ст. 5751-1 подняты зеленовато-серые массивные, непрочные, слабо сцементированные среднеобломочные литокристаллокластические туфы (обр. 5751-1/1, 5751-1/2). Размер обломков 0,3–0,4 мм. Состав песчинок пирокластической составляющей: вулканиты — 40%, плагиоклаз и кварц — 40%, роговая обманка до 5–10% (рис. 2, з). Песчинки вулканитов полуокатанные. Вулканиты, вероятно, кислые — в проходящем свете они бесцветные или серые. Есть и хлоритизированное стекло, возможно, среднего или даже основного состава. Плагиоклаз обычно в виде кристаллов, зональный; согласно замерам в иммерсионных препаратах отвечает № 60–62. Основность плагиоклаза не согласуется с преобладанием кислых вулканитов среди обломков, но соответствует химическому составу породы (табл. 1). Кварц в небольшом количестве в виде неокатанных обломков. Обнаружена роговая обманка двух видов: бурая базальтическая и зеленая актинолитовая. Первая по составу соответствует магнезиальной роговой обманке (табл. 2) и по некоторым параметрам (Al в различной координации, Na, K) занимает промежуточное положение между собственно роговой обманкой и эденитом. Согласно геобарометру Холлистера, основанному на содержании общего алюминия в амфиболе, такая роговая обманка образуется при достаточно высоком давлении — 330 МПа. Кроме пирокластического материала, в туфе есть известняковые песчинки, спикулы губок, фораминиферы, обломки мшанок, глауконит. Цемента почти нет; он слюдистый, типа выполнения пор и окружает песчинки, особенно часто — вулканитов.

Таблица 2. Химический состав роговой обманки из туфов Форосского выступа

Оксиды, мас.%	5751-1/1	
SiO ₂	44,132	44,301
TiO ₂	1,272	2,237
Al ₂ O ₃	7,946	7,938
FeO _{сум}	14,178	12,476
MnO	0,687	0,408
MgO	13,704	13,211
CaO	10,360	10,997
Na ₂ O	1,953	1,954
K ₂ O	0,501	0,607
ZnO	0,114	0,150
Сумма	94,846	94,279

Примечание. Анализ выполнен на рентгеновском микроанализаторе JXA-5 фирмы JEOL в ИГМР НАН Украины, аналитик И. Н. Бондаренко.

Драгированные на соседней ст. 5790 туфы характеризуются очень небольшой долей осадочного компонента. Преобладают зеленые, массивные, литокристаллокластические, среднеобломочные туфы (обр. 5790/5). В них пирокластика составляет 80–90%, а цемент, соответственно, 10–20%. Нормально-осадочные минералы полностью отсутствуют. Порода плохо

отсортирована: размер частиц изменяется в пределах 0,3–2,0 мм. Пирокластический материал поровну слагают обломки вулканитов и минералов. Среди минералов преобладает плагиоклаз, большей частью в виде правильных кристаллов, реже — обломков кристаллов. Плагиоклаз преимущественно микротиноый, часто зональный (рис. 2, *д*). Замеры в иммерсионных жидкостях дают № 45–50. Изредка ядро кристалла плагиоклаза сложено альбитом, а тонкая оболочка — более основным плагиоклазом. В других случаях зональность обусловлена чередованием зон плагиоклаза разной основности. Наличие четкой зональности в плагиоклазе указывает на то, что источником плагиоклаза был андезит, поскольку именно для него особенно характерен такой плагиоклаз. Есть немного полуокатанного кварца. Роговая обманка выступает в виде таблитчатых кристаллов размером 0,3–0,5 мм. В шлифе роговой обманки довольно много. Она присутствует в двух видах: зеленая и бурая базальтическая, причем последняя преобладает. Бурая роговая обманка часто замещена вторичными минералами или опацифицирована. Встречены редкие псевдоморфозы идингсита удлиненно-шестиугольной формы. Возможно, первичным минералом был оливин. Обломки вулканитов как округлые, так и остроугольные. Они сложены бесцветным или сероватым в шлифе раскристаллизованным стеклом, часто с фенокристами плагиоклаза. В некоторых обломках пород присутствуют фенокристы бурой роговой обманки. Все породы в обломках очень свежие. Обломков основного состава среди них не обнаружено. Цемент в шлифе зеленовато-бурый, полупрозрачный, слюдисто-хлоритовый по составу, алевро-пелитовый по размерности и контактовый по типу. Цемент не карбонатизирован и не содержит терригенных минералов.

К описанным близки светлозеленые среднеобломочные, также массивные, литокристаллокластические туфы (обр. 5790/4). В этом туфе обломки несколько мельче, а литокласты слагают менее 30% пирокластического материала. Большая часть пирокластов приходится на минералы: кристаллы и обломки плагиоклаза, немного кварца (5%), небольшое количество преимущественно бурой, но также и зеленой роговой обманки (рис. 2, *е*). Плагиоклаз свежий, микротиноый, частично альбитизирован. Среди обломков резко преобладают породы кислого и, возможно, среднего состава (дациты, риолиты, кислые андезиты). Редко обломки сложены желто-зеленым хлоритизированным стеклом основного состава. Наряду с пирокластами, в составе туфа появляются зерна бурого глауконита и карбоната. Количество цемента составляет 10%. Он чисто слюдистый, по типу — контактовый и выполнения пор.

Мелкообломочные туфы часто содержат прослои более крупнообломочных. Мелко- среднеобломочный туф поднят на той же ст. 5790 (обр. 5790/8). Размер зерен песчанистой части 0,1–0,3 мм, чаще всего 0,1 мм. Характерно меньшее содержание минералов в обломочной части. Минералы — плагиоклаз, преимущественно в виде обломков, кварц в виде остроугольных обломков, роговая обманка. Последняя только бурая базальтическая. Встречено одно зерно ортопироксена. Довольно много (до 5%)

округлых зерен зеленовато-бурого глауконита, есть песчинки карбоната. Обломки пород представлены кислыми вулканитами с фенокристами плагиоклаза. Цемент (10%) слюдистый, алевропелитовый по размерности, контактовый.

Осадочно-вулканокластические породы встречаются на Форосском выступе гораздо реже туфов. На ст. 5746 в мелкообломочных туффитах установлена четкая слоистость: в туффите алевропелитовой размерности находится слой алевритовой размерности толщиной 10 мм (обр. 5746/7). Терригенный материал в алевритовом туффите составляет 50%. Он представлен преимущественно оскольчатыми и остроугольными частицами кварца и плагиоклаза. Кроме них, присутствуют обломки известняка, серицитовых сланцев, зерна глауконита, роговой обманки и биотита. Цемент карбонатно-слюдистый, базальный и контактовый. В алевропелитовом туффите терригенных алевритовых частиц 10–20%. Контакт слойков в шлифе достаточно четкий. Алевропелитовая порода образует карманы в алевритовом слоеке.

Вулканогенно-осадочные породы представлены туфопесчаниками и туфоалевролитами при преобладании первых. Широко распространены серые плотные слоистые сливные полимиктовые среднезернистые туфопесчаники с частицами обугленной флоры по напластованию. В Балаклавской котловине такие породы перекрывают туфовую толщу. На ст. 5751 туфопесчаники с размером зерен 0,1–0,3 мм пронизаны тонкими — 1–2 мм — прожилками кальцита (обр. 5751/1, 5751/2). В пирокластической составляющей преобладают частицы вулканических пород обычно округлой формы. Вулканиты большей частью кислые или в виде зеленого полупрозрачного хлоритизированного стекла без какой-либо структуры (возможно, это андезиты). Из минералов установлены: кристаллы и обломки плагиоклаза, часто зонального; кварца, который иногда преобладает; бурой базальтической и зеленой актинолитовой роговой обманки; хлоритизированного биотита; зеленого глауконита. Имеются также обломки мшанок, спикул губок, серицитовых сланцев и аргиллитов. Встречен циркон. В некоторых случаях плагиоклаз и кварц преобладают над обломками пород. Цемент (до 15%) контактовый и выполнения пор, по составу слюдистый и карбонатный. Крупные зерна окаймлены слюдистой оторочкой. Судя по составу пирокластического материала туфопесчаников, их источником были преимущественно средние и кислые вулканические породы, в меньшей мере, возможно, основные вулканиты.

Поднятые на ст. 5754 туфопесчаники аналогичны вышеописанным, но в составе есть некоторые отличия. Размер зерен песчанистой части 0,1–0,8 мм, цемента — аLEGRO-пелитовый (обр. 5754/2, 5754/3, 5754/4). Обломки карбонатной фауны достигают 1,5 мм. Песчинки угловатые или слабо окатанные. Состав песчинок, среди которых преобладают вулканиты, очень разнообразен: плохо окатанные обломки основных пород с офитовой структурой, средних и кислых эффузивов, плагиоклаз (определен № 35), а также кварц, сравнительно крупные чешуйки биотита, карбонат, глауконит, обломки фауны, кварцита, известняка, мшанок, обугленной древесины,

фораминифер, черного неяснополосчатого серицитового сланца. Примечательно, что в породе относительно много кварца, что указывает на значительный перенос и сортировку материала. Цемент базальный, его объем до 20%; сложен слюдисто-хлоритовым и карбонатным материалом.

На той же станции поднят несколько иной довольно прочный среднезернистый известковистый туфопесчаник (обр. 5754/5). Особенностью этой породы является большое количество карбоната как в виде цемента, так и в виде обломков тонкозернистого известняка и карбонатной фауны размером до 1,5 мм. В песчанистой части преобладают округлые обломки вулканитов — серых или желтовато-серых в проходящем свете риолитов и дацитов. Редко обломки вулканитов сложены зеленым хлоритизированным стеклом с пилотакситовой структурой. Отмечен также обломок фенокрита кварца в окружении основной ткани — как уже отмечалось, большая редкость для кислых вулканитов этой части Крыма. Из минералов отмечены плагиоклаз, остроугольные обломки кварца (до 5%), глауконит. Вокруг зерен кварца намечаются крустификационные оторочки, что свидетельствует о длительном эпигенезе.

На ст. 5790 в виде небольших глыб драгированы зеленые массивные разномзернистые туфопесчаники (обр. 5790/3). Зерна размером 0,1–0,6 мм слабо окатанные или угловатые; в сумме слагают 80% породы. Представлены плагиоклазом, иногда в виде кристаллов, а также кварцем, округлыми обломками кислого стекла, глауконитом. Плагиоклаз далеко не всегда зональный. Цемент пелитовый, контактового типа.

Туфоалевролиты встречаются несколько реже туфопесчаников и часто содержат песчанистые прослойки. Так, на ст. 5790 серый туфоалевролит (обр. 5790/7) вследствие градационной слоистости в шлифе неодинаковый: большую часть слагает туфоалевролит, меньшую — тот же алевролит, но со значительной долей псаммитового материала. Туфоалевролит на 30% состоит из частиц алевритовой размерности. Остальное — цемент базальный, в шлифе желтовато-зеленоватый, слабо двупреломляющий, пелитовый. Алевритовые частицы остроугольные и сложены преимущественно светлыми минералами, среди которых преобладает плагиоклаз, нередко в виде мелких табличек, обычно незональных. Кроме них установлены круглые зерна глауконита (5%), редкие зерна зеленой роговой обманки и, надо подчеркнуть, одно зерно высокожелезистого, плеохроирующего ортопироксена. Есть также округлые и несколько более крупные частицы кислого стекла, удлиненные обломки глинистого сланца и много (до 10%) рудного минерала. В песчанистом прослое до 20% составляют остроугольные обломки свежего плагиоклаза, зерна глауконита, частицы кислого стекла размером 0,1–1,0 мм.

В другом образце туфоалевролита (5790/6) порода на 35% сложена остроугольными обломками плагиоклаза, кварца и песчинок кислого стекла алевритовой размерности. Есть также глауконит. Цемент пелитовый, низко двупреломляющий.

Туфоалевролиты, поднятые на ст. 5746 вместе с туфами, отличаются от последних частичной сортировкой, но имеют тот же химический состав (табл. 1). Туфоалевролит (обр. 5746/3) сложен минералами алевритовой размерности, сцементированными слюдисто-хлоритовым пелитовым материалом без участия карбоната. Алевритовые частицы неокатанные, представлены легкими минералами — кварцем, плагиоклазом, карбонатом. Важно заметить, что среди них определены кристаллы циркона, сфена, таблички хлоритизированного биотита и наблюдается увеличение количества кварца. Наличие этих минералов позволяет предположить, что наряду со средними вулканитами среди разрушавшихся пород были интрузивные породы состава гранодиорита.

На ст. 5751 подняты также туфоалевропелиты в виде валунов размером до 0,5 м (обр. 5751/5). Песчанистый туфоалевропелит на 30% состоит из частиц псаммитовой и алевритовой размерности, сцементированных слюдыстым пелитовым материалом. В составе песчинок преобладают остроугольные обломки кварца, меньше — плагиоклаза; есть биотит. Прочие — глауконит, обломки фораминифер и другой карбонатной фауны.

В среднеобломочных туфах ст. 5751-1 пропластки сложены туфоалевропелитом (обр. 5751-1/4, 5751-1/5), причем контакт между ними хорошо виден. Алевритовые частицы размером около 0,05 мм слагают до 20% объема породы и представлены кристаллами и обломками кристаллов плагиоклаза, роговых обманок, реже — обломками вулканитов (дациты, риолиты), мшанок, глауконита, карбоната. Цемент представляет собой пелитовое хлоритоподобное вещество. В туфоалевропелитах встречены образования неясного происхождения. В шлифе они представляют собой шарики размерами около 0,05 мм. Шарики имеют тонкую кремнистую оболочку, пронизанную мелкими пузырьками, и внешнюю слюдистую оторочку. Внутренность шариков заполнена кристалликами цеолита, а стенки выстланы хлоритоподобным веществом. Шарики занимают до 10% поля зрения шлифа.

Как видим, описанные туфогенные отложения очень разнообразны: они различаются структурой, соотношением литокластов и кристаллокластов, составом тех и других, количеством и типом цемента и т. д. В целом пирокластические породы имеют массивное сложение и слабую сортированность. Туфопесчаники отличаются от туфов более высокой степенью сортировки материала и повышенной литификацией породы в целом. Повышается количество более стойкого минерала — кварца, возрастает степень его окатанности.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ

О составе исходных для пирокластики пород можно приблизительно судить по составу обломков. Преобладают среди них породы, которые по внешнему облику и под микроскопом можно отнести к кислым, реже — средним и крайне редко — к основным породам. К последним следует отно-

сить редкие обломки пород с диабазовой структурой и зеленое в проходящем свете стекло.

Среди кристаллокластов в туфах решительно преобладает плагиоклаз. Он очень чистый, микротиновый, в виде прекрасно сохранившихся кристаллов, иногда слабо альбитизирован или карбонатизирован. Серицитизации, как постмагматическому процессу, плагиоклаз не подвержен. Поразительно то, что плагиоклаз имеет довольно высокую основность — №№ 35–60, что неприемлемо для пород кислого и даже среднего состава. Два приведенных факта — свежесть и высокая основность плагиоклаза — позволяют считать, что широко распространенные в Крыму спилиты не имеют к описанной пирокластике отношения. Разрушению подверглись полнокристаллические породы, не претерпевшие эпигенеза. Исходя из состава плагиоклаза, мы вынуждены принимать в качестве исходных для пирокластики породы среднего состава, причем не столько вулканиты (несмотря на широкое развитие типично андезитового зонального плагиоклаза), сколько фанерозернистые породы. О достаточно глубинном характере исходных пород говорит и состав роговой обманки.

Особенность пирокластических пород Форосского выступа — низкое относительно плагиоклаза содержание темноцветных минералов. Их количество крайне редко достигает 10%. Невелик и набор темноцветов — это зеленая и бурая роговые обманки во всех породах, а также биотит в туфопесчаниках. Клинопироксен не установлен ни разу, а ортопироксен — лишь в одном случае. Наличие бурой роговой обманки, особенно в крупнообломочных туфах, и биотита свидетельствует о незначительном удалении от вулканического очага. Отсутствие спилитизации пород и признаки опацификации роговой обманки говорят о наземном извержении вулкана. Перенос тефры вулканических извержений осуществлялся первоначально воздушным, затем водным путем: появление в мелкообломочных туфах обломков глауконита и фауны служит признаком морских условий литификации туфов.

Изученные туфогенные породы вполне похожи на описанные А. С. Жигуновым андезито-дацитовые туфы [2]. Вместе с тем, пирокластические породы Форосского выступа существенно отличаются от сходных наземных балаклавских туфов по набору кристаллокластов. Отличие в том, что балаклавские туфы содержат много темноцветных минералов, в том числе клинопироксен и, как мы имели возможность убедиться, также и ортопироксен. В балаклавских туфах, кроме того, почти отсутствуют цемент и минералы осадочных пород. Общее — необъяснимо высокая основность плагиоклаза в тех и других. При сопоставлении наземных и подводных обнажений туфов изучалось также содержание в них золота и платиновых металлов, поскольку появлялись сообщения, что балаклавские туфы обогащены этими элементами. Однако пробирный анализ не установил сколько-нибудь существенных концентраций ни в тех, ни в других туфах (табл. 1).

Туфы Форосского выступа близки к балаклавским также по возрасту — они палеонтологически датированы нижним мелом (определение Д. М. Пятковой, ИГН НАН Украины). В среднеобломочных туфах ст. 5746 и 5751 обнаружены фораминиферы *Discorbis barremicus* Mjatliuk и *Discorbis* cf. *agalarovae* Antonova, относящиеся к баррему. В туфопесчаниках (ст. 5754) возраст определен не столь детально — найдены лишь мезозойские фораминиферы рода *Lenticulina*.

Считается, что ранний мел для всего Черноморского региона был эпохой резкого сокращения вулканической деятельности, проявлявшейся в этот отрезок времени хотя и неоднократно, но крайне локально и весьма слабо: диабазы аптского возраста в Западном Предкавказье, покровы и пирокласты среднего состава альб-сеноманского возраста на южном склоне Главного Кавказского хребта и в Аджаро-Триалетской зоне [3]. Немного западнее Форосского выступа, в Ломоносовском подводном массиве (ЛПМ) нами установлен средне-кислый магматизм баррема — альба (130–100 млн лет), представленный как плутонитами, так и вулканитами: кварцевыми диоритами, тоналитами, плагиогранитами, плагиориодацитами, плагиориолитами, андезитами, реже андезибазальтами [12]. Отметим, что в ЛПМ отсутствуют подобные описанным пирокластические образования, да и вообще осадочно-вулканогенные породы крайне немногочисленны. На севере региона нижнемеловые вулканиты вскрыты скважинами в Равнинном Крыму в нижней части осадочного чехла Скифской плиты [9]; это нормальные и субщелочные породы от базальта до андезита.

Интерес к раннемеловому времени объясняется тем, что именно в этот период, как теперь принято считать, произошло раскрытие Черноморской впадины: она образовалась в процессе “расщепления” (продольного рифтинга) ранее существовавшей альбской вулканической дуги примерно вдоль ее оси в апте — альбе [8]. Позже, в кампане вулканическая дуга мигрировала на юг. В доаптское время на месте ЛПМ, Форосского выступа и Балаклавы авторами этой схемы рисуется неокомский ороген (складчато-надвиговый пояс). Действительно, извержения, давшие пирокластические толщи Балаклавы и Форосского выступа, должны были происходить в наземных условиях в обстановке сжатия. Однако чуть западнее, в ЛПМ, в это время господствовало растяжение, так как образовывались плутониты. Как видим, ЛПМ и Форосский выступ характеризуются в раннемеловое время абсолютно разными геодинамическими условиями.

Мощность земной коры в районе Форосского выступа составляет 35–40 км. Этот район расположен в месте перехода от тонкой коры впадины к толстой коре Крыма. Некоторые геохимические признаки изученных туфогенных пород, а именно содержание Sr, указывают на большую глубинность магмообразования в очаге, возможно даже мантийном, а не коровом. Так, туфы Форосского выступа характеризуются очень высоким, по сравнению с известными магматическими образованиями Крыма и континентального склона, содержанием Sr на уровне 340–440 г/т (табл. 1). Выше его содержание лишь в балаклавских туфах (обычно 500–700 г/т), причем, судя по

столь же высокому содержанию Sr в лапиллях андезитов из этих туфов, эта черта отражает исходный состав магмы, а не приобретена в результате карбонатизации или иных наложенных процессов. Одновременный магматизм в ЛПМ характеризуется намного более низкими содержаниями Sr (60–155 г/т в эффузивах, 130–200 г/т в плутонитах). Это еще раз подчеркивает отличие Форосского выступа от ЛПМ. Оба этих объекта расположены в зоне так называемого Крымского гравитационного максимума, природу которого геофизики объясняют наличием в верхней части разреза коры плотного тела на глубине 5–20 км [1]. Этот аномально плотный блок является результатом внедрения (выдавливания) вещества из низов коры или верхов мантии в меловое время. В пределах Крымского гравитационного максимума есть несколько локальных, один из которых расположен как раз между Балаклавой и основной полосой развития туфов на Форосском выступе (рис. 1). Можно предположить, что именно этот максимум указывает местоположение вулканического очага, послужившего источником для пирокластических толщ как на нынешней суше, так и в морской акватории. Магнитные аномалии для таких реконструкций малоинформативны, поскольку туфогенные породы обеднены магнетитом и обладают слабой магнитной восприимчивостью, что говорит о высокой степени восстановления магмы и служит еще одним аргументом в пользу мантийного магмообразования.

Таким образом, в раннемеловое время на месте Форосского выступа и Балаклавской котловины существовал мелководный прибрежный бассейн, куда поступал и захоранивался пирокластический материал из вулкана, расположенного между ними. Западнее (ЛПМ), севернее (Гераклейское плато) и восточнее (Горный Крым), где нет нижнемеловых отложений, располагались возвышенности, поэтому там вулканогенные толщи не накапливались. Южнее Форосского выступа, согласно схеме [14], был причленен комплекс Кюре Центральных Понтид, который позже, в позднем мелу, мигрировал к югу. Интересно, что в Центральных Понтидах также отсутствуют нижнемеловые отложения. Изложенные соображения не подтверждают мнение А. С. Жигунова [2] о местонахождении вулканического источника на абиссали южнее Форосского выступа.

1. *Геофизические* параметры литосферы южного сектора Альпийского орогена / Х. Дачев, И. С. Вольвовский, А. В. Чекунов и др.— К.: Наук. думка, 1996.— 216 с.

2. *Жигунов А. С.* Нижнемеловые вулканогенные породы с южного участка Крымского континентального склона // *Океанология*.— 1983.— Т. XXIII, вып. 1.— С. 95–99.

3. *Земная кора и история развития Черноморской впадины* / Под ред. Ю. Д. Буланже, М. В. Муратова, С. И. Субботина, В. К. Балавадзе.— М.: Наука, 1975.— 358 с.

4. *Иванников А. В., Ступина Л. В.* Стратиграфия глубоководных отложений континентального склона Крыма по результатам 57-го рейса НИС “Профессор Водяницкий” // *Геол. журн.*— 2003.— № 1.— С. 40–41.

5. *Лебединский В. И., Макаров Н. М.* Вулканизм Горного Крыма.— К.: Изд-во АН УССР, 1962.— 207 с.

6. *Малеев Е. Ф.* Вулканиты.— М.: Недра, 1980.— 240 с.

7. *Мезозойские* отложения Крымского континентального склона Черного моря (результаты 37 рейса НИС "Академик Вернадский") / Д. М. Пяткова, Ю. И. Иноземцев, Ю. Ю. Оровецкий, Е. Е. Шнюкова, А. А. Пасынков. — К., 1989. — 40 с. / Препринт АН УССР, Ин-т геол. наук; 89-15/.

8. *Никишин А. М., Кортаев М. В., Болотов С. Н., Ершов А. В.* Тектоническая история Черноморского бассейна // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. — 2001. — 76, вып. 3. — С. 3-17.

9. *Плахотный Л. Г., Апостолова М. Я., Бондаренко В. Г., Гордиевич В. А.* Меловой вулканизм Равнинного Крыма // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. — 1971. — XLVI. — Вып. 4. — С. 102-112.

10. *Шимкус К. М., Жигунов А. С.* Некоторые черты мезозойской истории Черноморской впадины по данным изучения коренных пород // Геол. журн. — 1987. — 47. — № 2. — С. 46-54.

11. *Шнюков Е. Ф., Маслун Н. В., Иноземцев Ю. И., Оровецкий Ю. Ю.* Новые данные о геологическом строении континентального склона южного Крыма // Геол. журн. — 1990. — № 3. — С. 88-98.

12. *Шнюков Е. Ф., Щербаков И. Б., Шнюкова Е. Е.* Палеоостровная дуга севера Черного моря. — К.: Чернобильнтерінформ, 1997. — 287 с.

13. *Щербаков Ф. А., Горбачик Т. Н., Моргунов Ю. Г., Курприн П. Н., Козлов В. Б.* Верхнеальбские отложения западной части континентального склона Крыма // ДАН СССР, 1977. — 236. — № 3. — С. 708-710.

14. *Okay A. I., Cengur A. M. C., Gurbur N.* Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions // Geology. — 1994. — № 22. — P. 267-270.

Драгуванням було вивчено вулканогенно-осадочну товщу, що відслонюється на Фороському виступі континентального схилу Чорного моря на глибинах від 500 до 1500 м та складена туфами, туфопісковиками та туфоалевролітами. Серед пірокластичних порід переважають середньоуламкові літокристалокластичні туфи, літокласти в яких здебільшого є кислими, рідше середніми і рідко основними ефузивами, а кристалокласти — свіжим середнім та основним плагіоклазом і магнезіальною роговою обманкою. Серед вулканогенно-осадочних порід найпоширеніші середньозернисті поліміктові туфопісковики з подібним складом уламків плюс кварц, біотит і глауконіт. Туфи датовано за фауною форамініфер нижньою крейдою. Від наземної альбської туфової товщі району Балаклави досліджені туфи відрізняються відсутністю піроксену в складі кристалокластів. На підставі геохімічних та мінералогічних ознак зроблено висновок про велику глибинність джерела магмоутворення. Згідно з характером геофізичних полів та геодинамічною ситуацією за ранньої крейди, висловлено припущення щодо розташування вулканічного осередка між Балаклавою та континентальним схилом Фороського виступу.

Volcanogenic-sedimentary thickness exposed on the Foros ledge of the Black sea continental slope at the depths from 500 to 1500 m was studied by dredging. It is composed of tuffas, tuffaceous sandstones and aleurolites. Among the pyroclastic rocks the medium-fragmental lithocrystalloclastic tuffas predominate, lithoclasts being presented mainly by acid, rarely intermediate and even rarely basic effusives, crystalloclasts being presented by virgin intermediate and basic plagioclase and magnesian hornblende. Among volcanogenic-sedimentary rocks the medium-grained polimictic tuffstones with the same composition of fragments plus quartz, biotite and glauconite are the most abundant. Tuffas are dated from Foraminifera as Lower Cretaceous. Studied tuffas differ from the on-shore Albian tuff thickness of Balaklava region by the absence of pyroxene amongst crystalloclasts. On the basis of geochemical and mineralogical signs a conclusion about the great depth of a primary magma pool was made. Proceeding from the character of geophysical fields and geodynamic situation in the Early Cretaceous, the volcanic chamber is supposed to be located between Balaklava and continental slope of the Foros ledge.