

О ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ МЕТАВУЛКАНИТОВ ГОРНОГО КРЫМА

<https://doi.org/10.25296/1993-5056-2018-13-4-5-36-51>

УДК 624.131.43



Фото Ю.В. Фроловой

ФРОЛОВА Ю.В.*

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
г. Москва, Россия, ju_frolova@mail.ru
Адрес: Ленинские горы, д. 1, г. Москва, 119991, Россия

ЛАДЫГИН В.М.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
г. Москва, Россия, skalka_1@mail.ru

СПИРИДОНОВ Э.М.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
г. Москва, Россия, ernstspiridon@gmail.com

ОВСЯННИКОВ Г.Н.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
г. Москва, Россия

Аннотация

В статье рассматриваются петрогенетические особенности вулканогенных пород среднеюрского возраста Горного Крыма и анализируется их влияние на физические (плотность, пористость, водопоглощение, магнитная восприимчивость) и физико-механические (прочность, модуль упругости, коэффициент Пуассона) свойства. Среди вулканогенных толщ встречаются субвулканические, эффузивные и вулканогенно-обломочные породы. Все вулканы изменены под воздействием регионального низкоградного метаморфизма цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фаций, в результате которого приобрели зеленокаменный облик. Среди минеральных новообразований наиболее распространены альбит, хлорит, кварц, адуляр, серицит, кальцит, пумпеллиит, пренит, цеолиты, эпидот, сфен, глинистые минералы. Показано, что низкоградный метаморфизм отличается неравномерностью преобразований: встречаются как слабоизмененные, практически свежие разности, так и полностью преобразованные породы. Обычно туфы переработаны в большей степени, чем эффузивные и субвулканические породы. В общем случае эффузивные и вулканогенно-обломочные породы заметно отличаются по физико-механическим свойствам, что обусловлено особенностями их формирования: первые существенно более плотные и прочные, менее пористые и сжимаемые. Однако эти отличия нивелируются в результате интенсивных изменений минерального состава и пористости в процессе низкоградного метаморфизма. Выявлены наиболее характерные значения показателей свойств метавулканитов. Показано, что среди всех исследованных параметров наиболее четко коррелирует со степенью измененности породы магнитная восприимчивость.

Ключевые слова:

вулканы и метавулканы; Горный Крым; туфы; эффузивные породы; низкоградный метаморфизм; вторичные минералы; физико-механические свойства

Ссылка для цитирования:

Фролова Ю.В., Ладыгин В.М., Спиридонов Э.М., Овсянников Г.Н., 2018. О физико-механических свойствах метавулканитов Горного Крыма. Инженерная геология, Том XIII, № 4–5, с. 36–51, <https://doi.org/10.25296/1993-5056-2018-13-4-5-36-51>

PHYSICAL-MECHANICAL PROPERTIES OF METAVOLCANIC ROCKS OF THE MOUNTAIN CRIMEA

JULIA V. FROLOVA*

*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, ju_frolova@mail.ru
Address: Bld. 1, Leninskie Gory, 119991, Moscow, Russia*

ERNST M. SPIRIDONOV

*Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia,
ernstspiridon@gmail.com*

VLADIMIR V. LADYGIN

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, skalka_1@mail.ru

GEORGY N. OVSYANNIKOV

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Abstract

The article considers the petrogenetic features of the volcanogenic rocks of the Middle Jurassic age of the Mountain Crimea and analyzes their influence on physical (density, porosity, water absorption, and magnetic susceptibility) and physical-mechanical properties (strength, modulus of elasticity, and Poisson's ratio). Among volcanogenic strata there are subvolcanic, effusive and volcanogenic-clastic rocks. All volcanic rocks were altered under the influence of the regional low-grade metamorphism of the zeolite and prehnite-pumpellyite facies, which resulted in a greenstone appearance. Among the secondary mineral the most common are albite, chlorite, quartz, adularia, sericite, calcite, pumpellyite, prehnite, zeolites, epidote, sphene, and clay minerals. It is shown that low-grade metamorphism is characterized by heterogenous transformations: there are both slightly modified, practically fresh differences, and fully altered rocks. Tuffs are usually altered to a greater extent than effusive and subvolcanic rocks. In general, effusive and volcanogenic-clastic rocks differ markedly in their physical-mechanical properties, which is due to the peculiarities of their formation: the former are substantially more dense and stronger, less porous and compressible. However, these differences are leveled as a result of intensive changes in mineral composition and porosity in the process of low-grade metamorphism. The most characteristic values of metavolcanite properties were revealed. It is shown that among all studied parameters, the magnetic susceptibility most clearly correlates with the degree of rocks alteration.

Key words:

volcanic and metavolcanic rocks; the Mountain Crimea; tuffs; effusive rocks; low-grade metamorphism; secondary minerals, physical-mechanical properties

For citation:

Frolova J.V., Ladygin V.V., Spiridonov E.M., Ovsyannikov G.N., 2018. Physical-mechanical properties of metavolcanic rocks of the Mountain Crimea. *Engineering Geology*, Vol. XIII, No. 4–5, pp. 36–51, <https://doi.org/10.25296/1993-5056-2018-13-4-5-36-51>

Введение

Толщи вулканогенных пород распространены во многих регионах Земли, в первую очередь в горно-складчатых областях. В их состав входят как излившиеся (эффузивные), так и вулканогенные обломочные (вулканокластические) породы. Различные условия формирования этих двух групп пород являются причиной существенных различий в их физико-механических свойствах. Эффузивные породы обладают жесткими кристаллизационными контактами между слагающими их минералами, образующимися в процессе остывания и кристаллизации лавы. Результатом являются высокая прочность, низкая деформируемость, хрупкий характер разрушения этих пород (даже у пористых разновидностей). В вулканокластитах преобладают цементационные контакты между структурными элементами (зернами, обломками), причем эти контакты формируются не сразу, как в эффузивных породах, а постепенно, в течение длительного геологического времени. В результате вулканокластиты отличаются меньшей прочностью и повышенной сжимаемостью; как правило, они неустойчивы к выветриванию, неморозостойки, их прочность снижается при водонасыщении [7]. Однако, как известно, ин-

женерно-геологические особенности любой горной породы обусловлены не только геологической обстановкой, в которой она образуется, но продолжают формироваться и изменяться в течение всей ее геологической жизни под воздействием различных постгенетических процессов, таких как гипергенез, региональный эпигенез, метасоматоз, метаморфизм и пр. [12]. В зависимости от условий, в которые попадает порода на различных этапах ее существования, может происходить как ее уплотнение, заполнение пор вторичными минералами, залечивание трещин и повышение значений физико-механических показателей, так и, напротив, разуплотнение, формирование вторичной пористости, трещиноватости, вызывающие снижение прочностных и деформационных характеристик.

Цель данной работы — показать инженерно-геологические особенности среднеюрских вулканитов Горного Крыма: проанализировать влияние их петрогенетических особенностей на физико-механические свойства; сравнить свойства субвулканических, эффузивных и вулканогенно-обломочных пород, оценить роль вторичных зеленокаменных преобразований в изменении свойств вулканитов.



Рис. 1. Схема отбора образцов. 1 — Гераклеийский полуостров, район мыса Фиолент (мыс Лермонтова); 2 — Южный склон Первой гряды (Лименский блок, пос. Оползневое); 3 — межгрядовое понижение между Первой и Второй грядями (дорога пос. Плотинное–Счастлиное); 4 — Симферопольское поднятие (Петропавловский карьер); 5 — вулканический массив Карадаг; 6 — Качинское поднятие (Первомайский карьер)

Fig. 1. Sampling scheme. 1 — Heracleon peninsula, area of the Violent Cape (Lermonov Cape); 2 — The southern slope of the First Ridge (Limen block, Opolznevoe settlement); 3 — inter-ridge depression between the First and Second ridges (the road between the villages Plotinnoe-Schastlivoe); 4 — Simferopol Uplift (Petropavlovsky quarry); 5 — Karadag volcanic massif; 6 — Kachinskoe Uplift (Pervomaysky quarry)

Геологические условия

Горный Крым входит в состав Альпийско-Средиземно-морского складчатого пояса, располагаясь в его краевой части, и представляет собой мезозойское–кimmerийское покровно-складчатое сооружение [8, 9]. Вулканизм в этом регионе протекал как длительный и вместе с тем прерывистый процесс, который на разных этапах своего развития характеризовался специфическими особенностями. Наиболее активная вулканическая деятельность происходила в среднеюрскую эпоху. Считается, что она явилась отзвуком мощного вулканического процесса, проходившего на Кавказе. Магматические образования на территории Крыма развиты локально; их доля в объеме складчатого комплекса не превышает 10%. В большинстве случаев эти толщи представляют собой пачки или изолированные линзы, заключенные в терригенных отложениях юрского возраста, что обусловлено центральным типом вулканической деятельности [1, 3, 7, 9]. Проявления среднеюрского вулканизма известны во многих местах Крыма. Цепочка вулканических массивов от Балаклавы и долины р. Бодрак на западе через район Симферополя до Карадага на востоке фиксирует палеоостровную дугу, которая протягивалась далее в район Кавказа. Предполагается, что вулканы запада Горного Крыма отвечают центральной части, и частично, фронтально-центральной части, а вулканы востока Крыма (массив Карадаг) — тыловой части вулканической дуги [14, 15, 17]. В целом, в регионе преобладает островодужная ассоциация, представленная преимущественно вулканитами базальтового и андезибазальтового состава умеренной и низкой щелочности и глиноземистости [14]. Образование вулканических пород в среднеюрскую эпоху происходило преимущественно в подводной морской обстановке, а в отдельные моменты — в наземных условиях,

причем вулканическая деятельность характеризовалась резким преобладанием эксплозий над излияниями лав [3].

Вулканогенные толщи Горного Крыма претерпели значительные зеленокаменные преобразования, которые обычно характерны для ранних этапов развития складчатых областей (Большого Кавказа, Урала, Алтая, Саян, Казахстана, Аппалачей и т.п.), а также развиты и в пределах современных островных дуг (Алеутской, Курило-Камчатской, Японской и др.). Процесс зеленокаменных изменений вулканогенных пород Крыма рассматривали многие исследователи (Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, 1933 [5], С.П. Попов, 1938 [11], Д.И. Лучицкий, 1939 [6], В.И. Лебединский, 1962 [3, 4], Н.М. Макаров, 1962 [3], Э.М. Спиридонов, 1989, 1990, 2014, 2018 [14–18] и др.), и о его природе существовали различные точки зрения. Изначально считалось, что зеленокаменные породы (спилиты) образуются в результате раскristаллизации богатого водой базальтового расплава, а минералы альбит, хлорит, кальцит и др. представляют собой первичные продукты кристаллизации [2]. Впоследствии образование спилитов стали связывать с аутометасоматическим замещением вулканических толщ при воздействии на них горячих водных растворов и летучих компонентов в постмагматическую стадию. В свете этой концепции, альбитизацию и хлоритизацию стали рассматривать как вторичные процессы¹. В работах [14, 16, 17, 21] приводятся данные о том, что зеленокаменные изменения вулканических пород Горного Крыма (в других работах называемые региональной пропилитизацией или спилит-кератофировой формацией) являются наложенными на сформированные ранее вулканогенные породы и представляют собой результат регионального низкоградного метаморфизма (НГМ), который существенно отделен во времени от вулканического процесса. Установлено, что процессы регионального НГМ в Горном Крыму проходили в конце среднеюрского и в позднеюрское время и включали три стадии: 1 — погружение и метаморфизм в условиях цеолитовой фации; 2 — дальнейшее погружение и метаморфизм в условиях пренит-пумпеллиитовой фации невысоких давлений; 3 — выдымание и метаморфизм в условиях цеолитовой фации. Таким образом, выявлена петля метаморфизма Л.Л. Перчука (1983) [10] в низкоградном варианте [18].

Фактический материал и методы исследований

В ходе учебной геологической практики, ежегодно проводимой геологическим факультетом Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова на территории Крымского полуострова, авторами статьи собрана коллекция вулканогенных пород среднеюрского возраста. Образцы были отобраны из обнажений в различных районах Горного Крыма: 1 — юго-западное побережье в районе мыса Фиолент (мыс Лермонтова), 2 — южный склон Первой гряды (г. Аг-Баш, пос. Оползневое), 3 — Симферопольское поднятие (южная окраина г. Симферополя, Петропавловский карьер), 4 — северный склон Первой гряды (в районе пос. Плотинное и Счастлиное), 5 — юго-восточная часть Крыма (вулканический массив Карадаг), 6 — Качинское поднятие (долина р. Бодрак, Первомайский карьер) (рис. 1).

Для лабораторных испытаний из каждого образца было подготовлено по две–четыре пробы в виде прямоугольных

¹ Лебединский В.И., 1963. Магматизм Горного Крыма. Автореф. дис ... докт. геол.-мин. наук, АН УССР, Киев.



Рис. 2. Структура вулканогенной толщи в районе мыса Лермонтова (мыс «50-летия Полигона»): а — общий вид, б — туфовый горизонт

Fig. 2. The structure of the volcanic strata in the area of Cape Lermontov (cape «50th anniversary of the Polygon»): a — general view of volcanic massif, b — tuff horizon

призм (всего 108 проб). В ходе исследований были определены следующие показатели физических и физико-механических свойств: плотность (ρ), плотность твердой фазы (ρ_s), пористость общая (n) и открытая (n_o), водопоглощение (W_n), гигроскопическая влажность (W_s), скорость распространения продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн, динамический модуль упругости ($E_{дин}$), коэффициент Пуассона (μ), прочность на одноосное сжатие в сухом (R_c) и водонасыщенном ($R_{св}$) состоянии, коэффициент размягчаемости ($K_{разм}$), магнитная восприимчивость (χ). Определения проводились по стандартным методикам [20]. Одновременно с определением свойств исследовались петрографические особенности пород. Основные породообразующие минералы и структурно-текстурные особенности пород определялись с помощью шлифов (оптический микроскоп «Olympus BX-41»). Для более точной диагностики вторичных минералов использовался рентгенофазовый анализ (дифрактометр «ДРОН-3»), проведенный аналитиком старшим преподавателем В.Л. Косоруковым).

Петрографическая характеристика и свойства метавулканитов

Среди исследованных метавулканитов встречаются субвулканические, эффузивные и вулканогенно-обломочные породы. Ниже приводятся их петрографическое описание и характеристика физико-механических свойств (табл.).

Юго-западный берег Крыма, Гераклейский полуостров, район мыса Лермонтова

Мыс Лермонтова находится на Гераклейском полуострове между Севастополем и Балаклавой. Вулканогенные отложения обнажаются в береговых обрывах узкой полосой длиной до 6 км [13]. Это сложно построенная толща, состоящая из подушечных и глыбовых лав, туфов, туфобрекчий, гиадокластитов и субвулканических тел, разбитая разрывными нарушениями различной ориентировки (рис. 2, а). Вулканиты имеют зеленокаменный облик в результате воздействия низкоградного метаморфизма.

Вулканогенно-обломочные породы (предположительно, крупнообломочные туфы) имеют яркий зеленый, синевато-зеленый цвет с чередованием светлых и темных участков, псефитовую, витрокристаллолитокластическую структуру (рис. 2, б). Размер обломков варьирует от 2–3 мм до 1–2 см и более. Породы интенсивно изменены, основные вторичные минералы — гидрослюда (селадонит), смешанослойные (гидрослюда-сметтит), альбит, кварц, кальцит, пренит, ломонтит. Лито- и витрокласты замещены селадонитом и тонкозернистым кварцевым агрегатом. Кристаллокласты плагиоклаза псевдоморфно замещены ломонтитом, гидрослюдой, кальцитом, кварцем. Цемент в туфе порового типа, полиминеральный, тонкозернистый. Отдельные участки породы сложены ломонитовыми пойкилобластиками. Титаномагнетит разложен до сфена, его количество составляет 1–2%. В туфах наблюдаются трещины гидроразрыва, выполненные кальцитом и мелкокристаллическим мозаичным кварцем. По характеру новообразований можно заключить, что вулканогенная толща претерпела воздействие низкоградного метаморфизма в условиях, пограничных между ломонитовой и пренит-пумпеллитовой фациями. Туфы мыса Фиолент наименее плотные среди всех исследованных пород ($\rho = 2,30 \div 2,39$ г/см³, $n = 13 \div 17\%$); $V_p = 3,45 \div 4,2$ км/с, $E_{дин} = 23 \div 30$ ГПа, $R_c = 56 \div 64$ МПа. Для них характерна низкая магнитная восприимчивость $0,2 \cdot 10^{-3}$ СИ (см. табл.), что связано с замещением титаномагнетита.

Южный склон Первой гряды, Лименский блок (пос. Оползневое)

На южном склоне Первой гряды между пос. Оползневое и курортом Симеиз залегает комплекс среднеюрских вулканогенных образований, представленный переслаиванием эффузивных и пирокластических пород (туфов различной крупности, туффитов, туфобрекчий) [1]. Толща характеризуется неустойчивым залеганием пластов (от наклонного до субвертикального) и разбита разломами на ряд блоков. Ее общая мощность составляет 300–

Таблица
Table

Физические и физико-механические свойства метавулканитов Горного Крыма (средние значения) Physical and physical-mechanical properties of metavolcanites of the Mountain Crimea (mean values)														
Место отбора	Породы	ρ , г/см ³	ρ_s , г/см ³	W_s , %	n_s , %	n_p , %	V_{p^*} , км/с	E_p , ГПа	μ , д.ед.	R_p , МПа	$K_{расп}$	$\chi \cdot 10^{-3}$, СИ	Кол-во проб	
1	Юго-западный Крым, Гераклеяский п-ов, район мыса Фиолент	Туфы псаммитовые вытрокристаллокластические сильно измененные	2,34	2,76	0,3	15	7,6	26	0,29	60	0,54	0,2	6	
														Туфы псаммитовые литокристаллокластические сильно измененные
2	Южный склон I гряды, Лименский блок	Андезитобазальты микропорфировые сильно измененные	2,43	2,78	0,9	12	8,1	24	0,21	66	0,74	0,3	11	
														Туфы мелкокпсифитовые литокластические сильно измененные
3	Межрядовое понижение между I и II грядами (Плотинное — Счастлиное)	Туфы псаммитовые кристаллокластические сильно измененные	2,52	2,83	0,4	1,8	0,4	34	0,30	103	0,70	0,3	9	
														Туфы мелкокпсифитовые литокластические сильно измененные
4	Симферопольское поднятие, Петропавловский карьер	Базальты, андезитобазальты	2,43	2,84	1,5	14	3,8	19	0,27	54	0,50	16	17	
														Туфы псаммитовые кристаллокластические сильно измененные
														Туфы псаммитовые кристаллокластические сильно измененные
5	Юго-восточный Крым, г. Карадаг	Туфы псаммитовые литокристаллокластические измененные	2,58	2,79	1,0	7,5	2,7	36	0,26	97	0,66	1,1	11	
														Туфы псаммитовые литокластические сильно измененные
														Туфы псаммитовые литокластические сильно измененные
6	Качинское поднятие, Первомайский карьер	Базальты сильно измененные (дайки)	2,83	2,89	0,4	2,0	0,3	88	0,20	216	-	38	5	
														Туфы псаммитовые литокластические сильно измененные
														Туфы псаммитовые литокластические сильно измененные

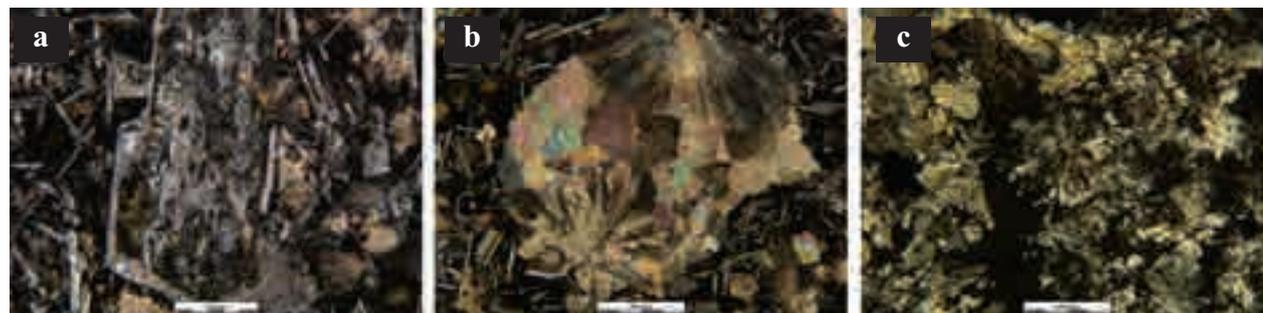


Рис. 3. Вторичные преобразования базальтоидов (фотографии шлифов при скрещенных николях): а — псевдоморфозы по плагиоклазу (прениит, ломонтит, альбит), б — кальцитовая миндалина, с — пойкилобластовая структура, образованная прениитом

Fig. 3. Secondary alteration of basaltic rocks (photomicrographs with crossed nicols): a — pseudomorphs by plagioclase (prehnite, laumontite, albite), b — calcite amygdale, c — poikiloblast structure formed by prehnite)

340 м [3]. Толща интенсивно преобразована и имеет зеленокаменный облик.

Туфы серовато-бежевого цвета, псаммито-мелкопсефитовые, кристаллолитокластические и литокластические, сильно измененные. Обломки разного размера — от 0,3–0,5 до 3–4 мм (отдельные литокласты до 1–1,5 см) — по объему породы распределены равномерно. Литокласты сложены пористой эффузивной породой и фрагментами туфов. Миндалины в литокластах выполнены пумпеллиитом (центральные части) и хлоритом (краевые части), стекловатая поверхность стенок пор («корочки закалки») замещена глинистыми минералами, предположительно, корренситом. По некоторым литокластам развиваются прениит, образующий расщепленные радиально-лучистые кристаллы, микрокристаллический эпидот, гидрослюда. Встречаются литокласты, имеющие на поверхности оторочку, сложенную прениитом. Кристаллокласты плагиоклазов (0,05–2 мм) альбитизированы и в значительной степени замещены глинистыми минералами, по некоторым развивается прениит. Встречаются плагиоклазы, замещенные ломонтитом, по-видимому, это реликты цеолитовой фации низкоградного метаморфизма. Цемент порового типа, полиминеральный, сложен вторичными минералами — микрокристаллическим кварцем (до 0,05 мм), магниезальным хлоритом, корренситом, тонкозернистым альбитом; на отдельных участках в основной массе встречаются скопления зерен эпидота (клиноцоизита), размером до 0,005 мм. На наиболее переработанных участках основная масса замещена прениитом, образующим расщепленные радиально-лучистые и веерообразные кристаллы и микроагрегаты. Титаномагнетит замещен сфеном, его содержание составляет 1–2%. В целом, туфовая толща претерпела сильные зеленокаменные преобразования, но при этом она отличается неоднородностью переработки как по степени изменения первичных компонентов, так и по составу вторичных минералов, которые в объеме породы распределены неравномерно. Туфы плотные ($\rho = 2,41 \div 2,45 \text{ г/см}^3$), пористость варьирует в интервале 11–16%, модуль упругости изменяется от 19 до 30 ГПа, прочность на одноосное сжатие в сухом состоянии составляет 53–80 МПа, при водонасыщении ее величина снижается на 25–30% (см. табл.).

Базальты, андезибазальты зеленовато-серые, бежевые, микропорфировые, с миндалекаменной текстурой. Порфировые вкрапленники немногочисленны (2–3%),

имеют размер до 1 мм и представлены альбитизированным плагиоклазом и редкими пироксенами. Как правило, центральные части кристаллов замещены глинистыми минералами, ломонтитом, прениитом, краевые части — альбитизированы (рис. 3, а). Пироксены замещены хлоритом. Основная масса интерсертальная, образована альбитизированными микролитами плагиоклаза, удлиненной формы (~0,1 мм) и переработанным вулканическим стеклом. Отдельные участки менее раскристаллизованы и имеют гиалопилитовую структуру с хлоритизированным вулканическим стеклом. Миндалины неравномерно распределены по породе. Более крупные миндалины (2–4 мм) выполнены расщепленными кристаллами карбонатов (кальцит, анкерит) (рис. 3, б), реже — кварцем или халцедоном; мелкие миндалины (0,1–0,2 мм) сложены хлоритом. В основной массе много карбонатов, образующих микроагрегаты размером около 0,05 мм. На отдельных участках наблюдается интенсивная прениитизация: прениит замещает основную массу породы, образуя пойкилобластовую структуру (рис. 3, с). Встречаются зерна сфена, образованного по титаномагнетиту.

Эффузивные породы характеризуются несколько более высокими значениями физических и механических свойств по сравнению с туфами. Они более плотные ($\rho = 2,51 \div 2,53 \text{ г/см}^3$), менее пористые ($n = 9 \div 13\%$); $E_{\text{дин}} = 32 \div 37 \text{ ГПа}$. Прочность на одноосное сжатие R_c изменяется от 69 до 124 МПа, причем наименее прочной является наиболее преобразованная порода (см. табл.). Вместе с тем нельзя не отметить, что разница в свойствах туфов и эффузивов менее значительна, чем у неизмененных четвертичных пород, то есть она снивелирована в процессе низкоградного метаморфизма. Отличительной особенностью всех вулканитов Лименского блока (как туфов, так и эффузивов) является низкая величина магнитной восприимчивости ($\chi = 0,3 \div 0,7 \cdot 10^{-3} \text{ СИ}$), что обусловлено разложением титаномагнетита в процессе метаморфизма. В целом ассоциация вторичных минералов в вулканитах Лименского блока соответствуют прениит-пумпеллиитовой фации низкотемпературного метаморфизма.

Межгрядовое понижение между Первой и Второй грядами. Выемка дороги пос. Плотинное — пос. Счастливое

Вулканические породы прослеживаются на северном склоне Первой гряды на ограниченной площади истоков



Рис. 4. Литокластические туфы в районе пос. Счастливого: а — общий вид обнажения; б — «вдавленные» текстуры, пленочный конформный цемент (фотография шлифа при одном никеле)

Fig. 4. Lithoclastic tuffs in the area of the Schastlivoe village. a — general view of the outcrop; b — indented structure with filmy conform cement (photomicrograph with one nicol)

рек Бельбека, Качи и Альмы. Специфической особенностью вулканогенной толщи является резко выраженный пирокластический характер (рис. 4, а). Сложена эта толща в основном литокластическими псефитовыми (бомбово-лапиллиевыми) туфами и туфогенными песчаниками. Лавовый материал представлен в небольшом количестве [3]. Мощность вулканогенной толщи в районе пос. Счастливого составляет 130 м [1].

Туфы. Среди туфов выделяются две группы. *I группа.* Туфы пестрой окраски, обусловленной наличием темно-серых и светлых зеленовато-серых обломков, мелкопсефитовые, кристаллолитокластические, неоднородные. Обломочная часть состоит преимущественно из литокласт порфиорового базальта (3–7 мм), в меньшем количестве присутствуют кристаллокласты плагиоклаза (1–2 мм). Плагиоклазы интенсивно выщелочены и альбитизированы. Встречаются отдельные кристаллокласты авгита — трещиноватые, но не измененные. Цемент пленочный, порово-пленочный конформный железисто-хлоритовый, на отдельных участках с цеолитами. Границы обломков подчеркиваются многочисленными зернами клиноцоизита. В литокластах лав наблюдаются мелкие зерна сфена. Следует отметить сохранность титаномагнетита, что обуславливает высокие значения магнитной восприимчивости ($\chi = 13,3\text{--}30,3 \cdot 10^{-3}$ СИ). Туфы достаточно однородны по физическим свойствам: $\rho = 2,41\text{--}2,45$ г/см³, $n = 13\text{--}15\%$. Величины показателей деформационных и прочностных свойств также близки: $V_p = 2,8 \div 3,3$ км/с, $E_{дин} = 15 \div 22$ ГПа, $R_c = 45 \div 65$ МПа. При водонасыщении прочность туфов снижается на 30–70%.

II группа. Туфы темно-серые псаммито-псефитовые, литокластические, плотные, массивные. Литокласты представлены эффузивной породой с различной структурой, встречаются обломки полнокристаллических субвулканических пород и единичные округлые обломки карбонатной породы. Литокласты изменены и замещены вторичными минералами, но первичная структура при этом сохраняется. Основными вторичными минералами являются магнезиальный хлорит, альбит, адуляр, серицит, кварц, пумпеллиит, кальцит, клиноцоизит, сфен, глинистые минералы — смектиты и корренсит. Вулканическое стекло в литокластах замещено глинистыми минералами; микролитовые обломки лавы окварцованы, альбитизиро-

ваны, цеолитизированы. По плагиоклазам развивается альбит, серицит, клиноцоизит. Пироксены полностью замещены, в основном кальцитом, реже — пумпеллиитом. Витрокласты замещены глинистыми минералами. Цемент туфа поровый, пленочно-поровый, по составу — железисто-хлоритовый. В цементе и в литокластах много мелких зерен сфена. На отдельных участках наблюдается ориентированная текстура — литокласты имеют вытянутую форму, вдавлены друг в друга и сцементированы пленочным конформным цементом (рис. 4, б). По-видимому, породы испытали повышенное давление. Состав цемента железистый, толщина пленочек составляет 5–10 мкм.

Данная группа туфов отличается более высокой плотностью ($\rho = 2,51 \div 2,67$ г/см³, $n = 3 \div 11\%$) и, соответственно, более высокими значениями деформационных и прочностных характеристик: $V_p = 3,7 \div 4,4$ км/с, $E_{дин} = 29 \div 43$ ГПа, $R_c = 88 \div 101$ МПа. Кроме того, две вышерассмотренные группы туфов существенно различаются по магнитным свойствам. Туфы первой группы характеризуются высокими значениями $\chi = 13 \div 30 \cdot 10^{-3}$ СИ, тогда как туфы второй группы, напротив, имеют низкие значения $\chi = 0,7 \div 2 \cdot 10^{-3}$ СИ (см. табл.). Такая существенная разница в магнитных свойствах обусловлена сохранностью титаномагнетита в первом случае и его разложением во втором.

Вулканогенная толща изменена в условиях пренит-пумпеллиитовой фации низкоградного метаморфизма. Причем вторая группа туфов метаморфизована в большей степени. На это указывают, во-первых, более интенсивные минеральные преобразования (в частности, разложение титаномагнетита и пироксенов, сопровождающееся резким снижением магнитной восприимчивости), во-вторых, наличие вдавленных зерен и ориентированных текстур, свидетельствующих о повышенном давлении (сжатии). За счет давления сформировались более плотные текстуры, поэтому породы обладают более высокими упруго-плотностными и прочностными свойствами.

Вторая гряда Крымских гор. Северная часть Качинского поднятия. Петропавловский карьер

Мощные толщи вулканитов развиты в северной части Качинского поднятия. В Петропавловском карьере, расположенном на южной окраине г. Симферополя, вскры-

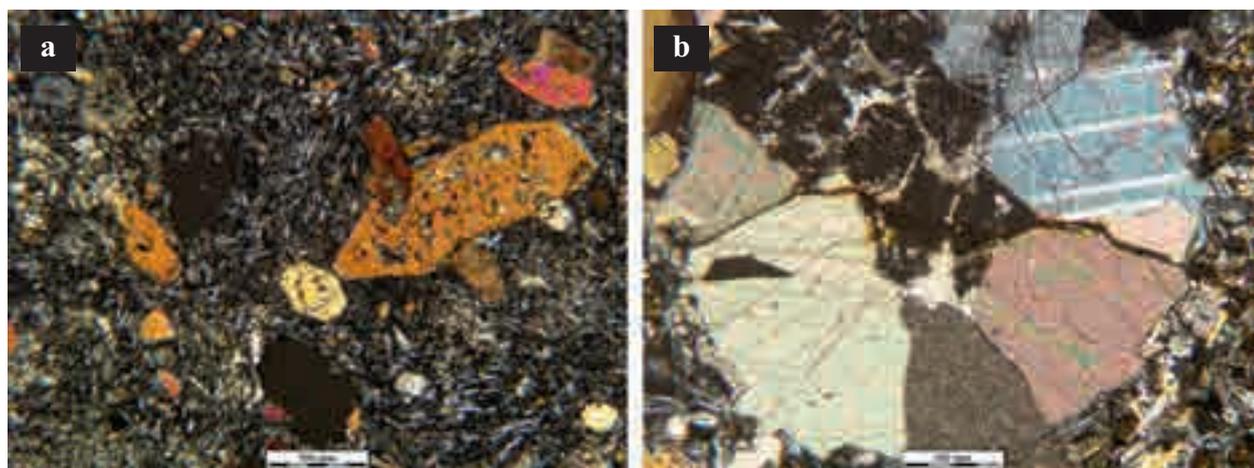


Рис. 5. Базальты субвулканических тел (фотографии шлифов при скрещенных николях): а — общий вид, б — миндалина, заполненная карбонатами

Fig. 5. Subvolcanic basalts (photomicrographs with crossed nicols): a — general view, b — amygdale filled with carbonates

вается сложно построенная вулканогенная толща, в состав которой входят подушечные и глыбовые лавы, туфы, туффиты, туфогенно-осадочные породы, субвулканические тела. В толще вулканитов наблюдаются многочисленные разрывные нарушения, зоны брекчирования и милонитизации, залегание пластов близкое к субвертикальному. Вся толща пород интенсивно метаморфизована в условиях, переходных от пренит-пумпеллиитовой к цеолитовой фазии [14]. Суммарная мощность вулканогенной толщи в окрестностях г. Симферополя оценивается в 200–250 м [1].

Субвулканические и эффузивные породы представлены долеритами, базальтами и андезибазальтами, различными по минеральному составу, структуре и степени вторичных изменений.

Субвулканические тела сложены долеритами и базальтами. Это темно-серые массивные породы с микропорфировой или афировой микрокристаллической структурой. В порфировых базальтах содержание вкрапленников составляет 10–15%, преобладающий размер 0,1–0,5 мм (до 1 мм). В основном они представлены пироксенами, реже встречается плагиоклаз (рис. 5, а). Структура основной массы интерсертальная, среди микролитов преобладают пироксены, в меньшем количестве оливин и плагиоклазы. В афировых базальтах структура интерсертальная или микродолеритовая. Микролиты плагиоклаза образуют правильные кристаллы удлиненной формы ($l = 0,3–0,5$ мм), в меньшем количестве встречается пироксен (10–15%) размером 0,02–0,05 мм. Рудные минералы представлены титаномагнетитом и ильменитом с содержанием до 5–7%. Степень изменения базальтов слабая: первичные минералы практически свежие, вторичные минералы развиваются по вулканическому стеклу и в пустотах, а также по ромбопироксенам и оливину. Среди новообразований присутствуют хлорит, пумпеллиит, серицит, пренит, цеолиты, кальцит, кварц. Хлорит развивается на отдельных участках матрикса, замещая в первую очередь вулканическое стекло, обычно образуясь на стыке микролитов. Цеолиты (анальцит) образуют веерообразные кристаллы в порах. Кальцит выполняет прожилки, миндалины (рис. 5, б), местами образует скопления основной массе. В базальтах встречаются мелкие

округлые поры (0,2–1 мм), не заполненные вторичными минералами (рис. 5, а).

Данные породы являются наиболее плотными ($\rho = 2,78 \div 2,89$ г/см³) и прочными ($R_c = 160–263$ МПа) среди всех исследованных вулканитов, их пористость колеблется в интервале 1,5–2,5%; скорость продольных волн отличается высокими значениями $V_p = 5,1–5,9$ км/с. Прочностные и деформационные свойства сильно снижаются наблюдаемая в некоторых образцах микротрещиноватость: V_p — до 4,5–4,9 км/с, R_c — до 85–86 МПа. Базальты характеризуются высокими величинами магнитной восприимчивости ($\chi = 38,2 \cdot 10^{-3}$ СИ) (см. табл.), что обеспечено большим количеством сохранного титаномагнетита.

Подушечные лавы (рис. 6, а) представлены интенсивно метаморфизованными андезибазальтами — серыми с микропорфировой, реже афировой микрокристаллической структурой. Кристаллы плагиоклаза (до 0,6–0,7 мм) полностью альбитизированы и частично выщелочены; пироксены (авгит, реже гиперстен) также частично или полностью замещены кальцитом и хлоритом. Встречаются микровкрапленники титаномагнетита и ильменита. Текстура пород миндалекаменная. Более крупные миндалины (d до 1 мм) выполнены микрокристаллическим кварцем или халцедоном, многочисленные мелкие миндалины и межкристаллические поры выполнены хлоритом, пумпеллиитом, реже — цеолитами. Матрикс полностью замещен хлоритом и смешанослойными глинистыми минералами (рис. 6, б). Характерны тонкие ветвистые прожилки, выполненные карбонатами.

Интенсивные вторичные преобразования отразились на свойствах пород: по сравнению с неизменными и слабоизменными базальтами произошло разуплотнение до $\rho = 2,44$ г/см³, появилась гигроскопическая влажность ($W_c = 3,1\%$), сформировалась вторичная пористость $n = 16\%$, прочность R_c снизилась в семь раз ($R_{c\min} = 23$ МПа), скорость продольных волн V_p — до 3,7 км/с, магнитная восприимчивость уменьшилась в три раза ($\chi = 12,3 \cdot 10^{-3}$ СИ) (см. табл.).

Туфы коричневатые-серые псефитовые, литокластические (кристаллолитокластические), плотные, массивные. Литокласты (от 2–3 мм до 1–2 см) сложены базальтом. Сортировка обломков плохая, обломки распределены в

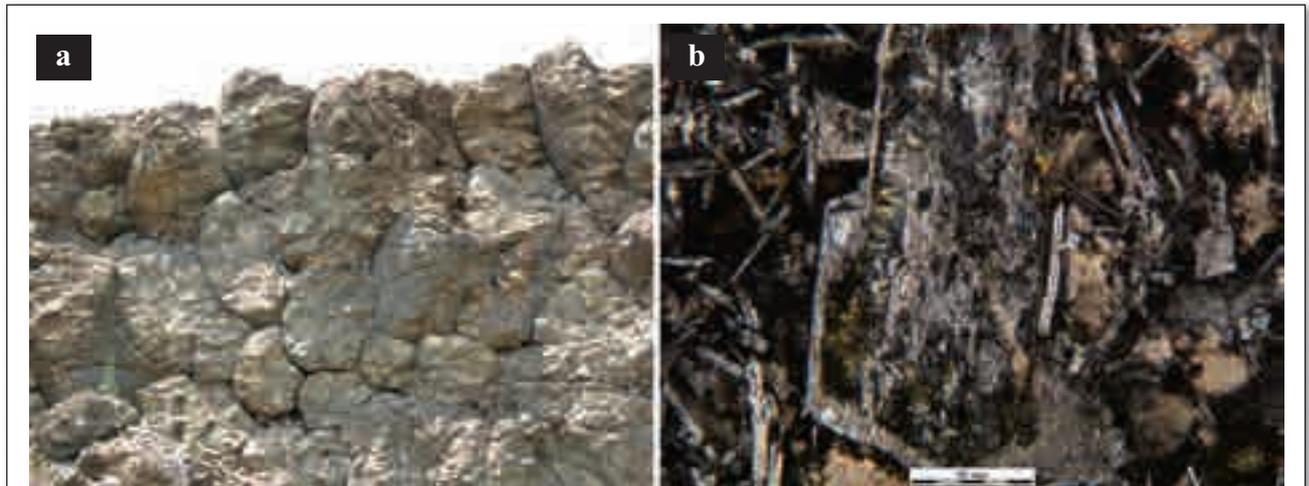


Рис. 6. Подушечные лавы в Петропавловском карьере: а — обнажение подушечных лав (высота около 5 м), б — основная масса базальта, полностью замещенная вторичными минералами (альбит, хлорит, пумпеллит и др.) (фотография шлифа при скрещенных николях)

Fig. 6. Pillow-lava in the Petropavlovsky quarry: a — exposure of pillow-lavas (height about 5 m), b — matrix of basalt, completely replaced by secondary minerals (albite, chlorite, pumpellyite, etc.) (photomicrograph with crossed nicols)

объеме породы неравномерно. Цемент желтовато-бурый вторичный, пленочно-порового типа; на отдельных участках — пленочный конформный. Туфы интенсивно изменены. Основными вторичными минералами являются хлорит, альбит, цеолиты, кварц, смектиты, корренсит, селадонит. Цеолиты замещают кристаллокласты плагиоклаза, образуя по ним псевдоморфозы, развиваются в порах и трещинах в виде микрокристаллов (0,05–0,1 мм); вторичный кварц выполняет прожилки; хлорит замещает основную массу и пироксены, заполняет поры; смектиты замещают вулканическое стекло. Величины физических и физико-механических свойств туфов существенно ниже, чем у большинства эффузивных пород: $\rho = 2,49 \text{ г/см}^3$, $n = 11\%$, $V_p = 4,0 \text{ км/с}$, $R_c = 50 \text{ МПа}$. В то же время, если сравнивать туфы с сильно измененными эффузивными породами, то их свойства весьма близки (см. табл.).

Вулканический массив Карадаг

Карадаг представляет собой сложно построенный вулканический массив (реликт стратовулкана), расположенный в восточной части Южного берега Крыма (рис. 7, а). Он сложен породами позднебайосского возраста [4, 5, 17], лавами, туфами и субвулканическими породами различного состава (от базальтового до риолитового), в значительной степени метаморфизованными и имеющими зеленокаменный облик (рис. 7, б). В позднеюрское время вулканы Карадага были интенсивно дислоцированы, погружены на глубину не менее 3–5 км и захвачены процессами регионального низкоградного метаморфизма в условиях цеолитовой, затем низкотемпературной части пренит-пумпеллитовой и вновь цеолитовой фации [16, 17].

Туфы зеленовато-серые псаммито-мелкопсефитовые литокристаллокластические. Преобладающий размер обломков 0,2–2,0 мм. Литокласты представлены обломками вулканических пород, кристаллокласты — плагиоклазом, в меньшей степени пироксеном. Среди вторичных минералов преобладает ломонтит, он в значительной степени замещает плагиоклазы, развивается по основной массе туфов и заполняет поры. Также характерны селадонит, хлорит, смектиты, кварц. Следует отметить практически

свежий авгит и титаномагнетит, последний обуславливает высокие значения магнитной восприимчивости ($\chi = 15 \cdot 10^{-3} \text{ СИ}$). Исследованные туфы Карадага метаморфизованы в меньшей степени, чем в южных и юго-западных районах Крыма.

В целом по физико-механическим свойствам туфы Карадага близки к туфам мыса Фиолент, отличаясь от них лишь по величине магнитной восприимчивости (высокой у первых и низкой у вторых). Кроме того, туфы Карадага выделяются среди остальных туфов Крыма пониженной плотностью твердых частиц ($2,70 \text{ г/см}^3$), что обусловлено замещением первичных минералов ломонтитом с низкой минеральной плотностью. Отдельно следует выделить туфы с поровым селадонитовым, смектит-селадонитовым цементом (рис. 8). Они отличаются существенно более низкими значениями прочности ($R_c = 17 \text{ МПа}$, при водонасыщении снижается на 75%) и упругих свойств ($V_p = 1,8 \text{ км/с}$, $E_o = 5,6 \text{ ГПа}$).

Эффузивные породы — андезиты, андезибазальты — по степени изменения и по свойствам близки к вулканитам, вскрытым в Петропавловском карьере (см. табл.).

Качинское поднятие. Первомайский карьер

Первомайско-аюдагский долерит-габбро-диоритовый комплекс объединяет гипабиссальные интрузивы габбро-долеритов и габбро-диоритов и сопровождающие их дайки и малые интрузии долеритов [17]. Собственно Первомайский интрузив расположен в долине р. Бодрак. Он приурочен к разлому, который разделяет отложения таврической и эскиординской серий. Исследованы дайки и дайкообразцы тела, секущие Первомайский интрузив. Они сложены оливин-авгитовыми базальтами с порфировой структурой и миндалекаменной текстурой и базальтовыми лавобрекчиями. Среди вторичных минералов, слагающих миндалины и частично замещающих первичные минералы, преобладают альбит, карбонаты (сидерит, кальцит), хлорит, смешаннослойные хлорит-смектит, кварц, сфен, пирит. Базальты трех разных даек отличаются по степени метаморфизма, что в первую очередь сказывается на величине магнитной восприимчивости, которая колеблется от $12 \cdot 10^{-3} \text{ СИ}$ у пород с сохран-



Рис. 7. Вулканический массив Карадаг: а — общий вид, б — обнажение метаморфизованных туфов

Fig. 7. Karadag volcanic massif: a — general view, b — exposure of metamorphosed tuffs

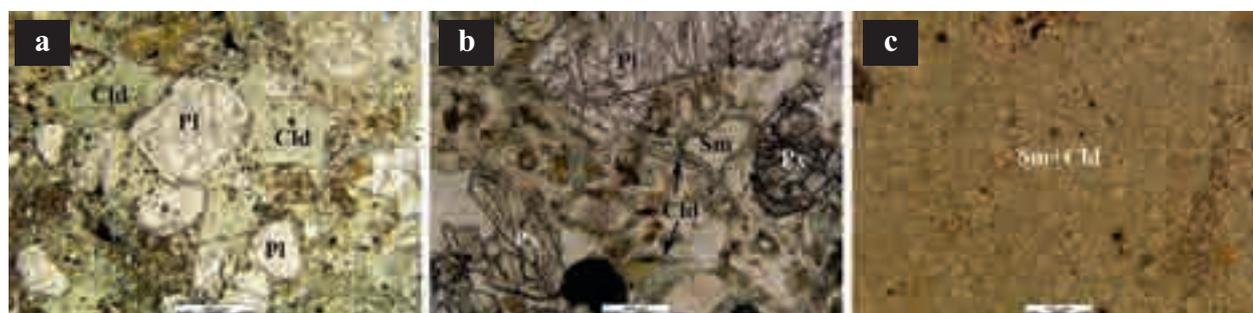


Рис. 8. Селадонитовый, смектит-селадонитовый цемент в туфах Карадага (фотографии шлифов при одном никеле): а — общий вид; б — пленочно-порový цемент, с — порový цемент. Обозначения: Pl — плагиоклаз, Px — пироксен, Cld — селадонит, Sm — смектит

Fig. 8. Celadonite, smectite-celadonite cement in Karadag tuffs (photomicrographs with one nicol): a — general view; b — film-pore cement, c — pore cement. Designations: Pl — plagioclase, Px — pyroxene, Cld — seladonite, Sm — smectite

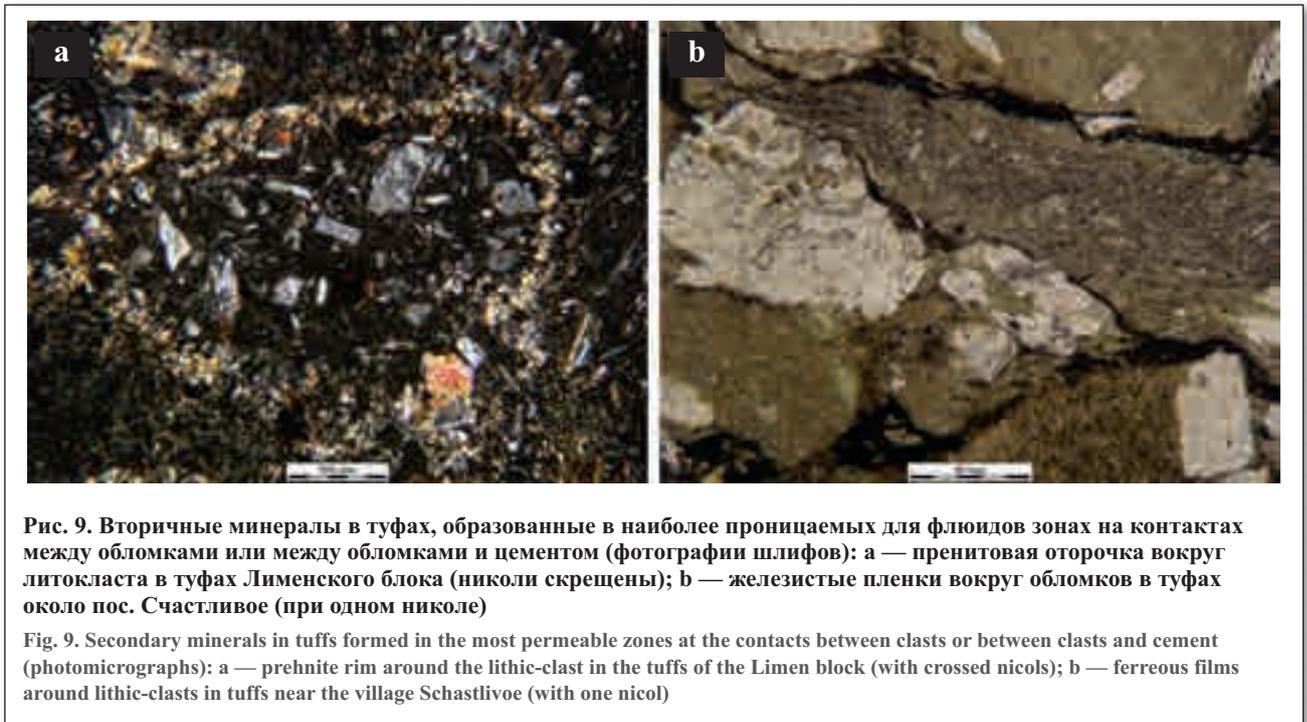
ными пироксенами и титаномагнетитом, до $0,15 \cdot 10^{-3}$ СИ у сильно измененных пород. Для других показателей свойств какой-либо определенной тенденции в их изменении не выявлено.

Обсуждение результатов

Среди исследованных среднеюрских вулканитов Горного Крыма встречаются субвулканические, эффузивные (излившиеся) и пирокластические (вулканогенно-обломочные) породы. Все они в той или иной степени претерпели эпигенетические преобразования вплоть до регионального низкоградного метаморфизма погружения, характерного для складчатых областей. Среди вторичных минералов наиболее часто встречаются альбит, кварц, серицит, кальцит, пренит, цеолиты, адуляр, эпидот (клиноцоизит), сфен; широко представлены глинистые минералы — магнезиальный хлорит, гидрослюда, смектиты и смешаннослойные — хлорит-смектит, гидрослюда-смектит, хлорит-вермикулит. У большинства пород плагиоклазы частично или полностью альбитизированы, в некоторых случаях — замещены адуляром, ломонтином, серицитом, кальцитом. Вулканическое стекло полностью перекристаллизовано и замещено вторичными новообразованиями. Поры и трещины заполнены кальцитом, кварцем, хлоритом, пренитом, цеолитами, пумпелллитом.

Для эффузивных пород характерны миндалекаменные текстуры. Следует отметить, что зеленокаменные изменения носят избирательный характер, в связи с чем вулканогенные толщи отличаются неравномерностью переработки и изменчивостью состава минеральных новообразований. В пределах небольшого участка встречаются как слабоизмененные разности, так и полностью преобразованные породы. В целом туфы переработаны в большей степени, чем эффузивные породы. Среди них нет свежих или слабоизмененных разностей, тогда как среди эффузивов встречаются как слабоизмененные (вплоть до практически неизмененных), так и интенсивно преобразованные породы. Большая степень измененности туфов обусловлена их высокой пористостью и проницаемостью, а также наличием цементационных контактов между обломками, зернами, которые менее устойчивы по сравнению с кристаллизационными контактами в излившихся породах. Зонами повышенной проницаемости для фильтрующихся растворов являются участки на контактах между обломками и цементом. Часто они трассируются вторичными минералами (рис. 9).

Несмотря на высокую степень переработки и зеленокаменный облик, породы не рассланцованы и в основном сохраняют исходную структуру и текстуру, хотя в некоторых туфах были отмечены следы воздействия повышен-



ного давления — вытянутая, продолговатая форма зерен и вдавленные, ориентированные текстуры (см. рис. 4).

Сравнительная характеристика туфогенных и эффузивных пород

Туфы и эффузивные породы Горного Крыма отличаются между собой по свойствам, хотя разница между ними не такая значительная, как у неизменных четвертичных пород (рис. 10). Причина в том, что зеленокаменный метаморфизм постепенно нивелирует первичные различия в свойствах за счет вторичной минерализации и изменения пористости.

Плотность, пористость. Плотность эффузивов варьирует в интервале 2,44–2,89 г/см³, пористость 0,4–16%. При этом по плотности и пористости обособляются две группы эффузивов: (1) $\rho = 2,78\text{--}2,89$ г/см³, $n < 4\%$ и (2) $\rho = 2,44\text{--}2,75$ г/см³, $n = 7\text{--}16\%$ (рис. 10, а, б). Первая группа соответствует неизменным или слабоизменным базальтоидам, в которых преобразования претерпели лишь вулканическое стекло, частично плагиоклазы, замещившиеся альбитом, и оливин. Вторая группа объединяет интенсивно преобразованные эффузивы — альбитизированные, хлоритизированные с кварцем, кальцитом, пренитом, цеолитами, гидрослюдой и смешаннослойными глинистыми минералами.

Значения плотности большинства туфов лежат в интервале 2,4–2,6 г/см³, их пористость изменяется от 7 до 17%. Повышенная плотность (2,67 г/см³) обнаружена у туфов с вдавленными друг в друга зернами, по-видимому, испытавших воздействие более высоких давлений.

Таким образом, незатронутые метаморфизмом эффузивы существенно плотнее, чем туфы, однако вследствие минеральных преобразований под воздействием метаморфических процессов туфы и эффузивы становятся близки по плотности (что не характерно для неизменных вулканитов четвертичного возраста). Следует отметить, что в интенсивно измененных вулканогенных толщах эффузивные породы и туфы визуальнo трудно различимы, точно диагностировать их можно только в шлифах.

По соотношению открытой и общей пористости хорошо видно, как меняется структура порового пространства эффузивных пород под действием метаморфизма. Слабоизмененные базальтоиды характеризуются в основном закрытым типом пористости, доля открытых пор (соотношение n_o/n) составляет всего 10–20%. При метаморфизме, несмотря на то, что первичные поры и трещины заполняются вторичными минералами, формируется вторичная пористость преимущественно открытого типа ($n_o/n = 0,6\text{--}0,85$), т.е. новообразованные поры связаны в единую сеть, способную пропускать флюид сквозь породу. Возможен и другой сценарий: базальты изначально отличались по пористости и под действием метаморфизма породы с низкой открытой пористостью практически не изменились, а высокопористые породы более активно реагировали с фильтрующимся флюидом и претерпели значительные изменения.

Упругие характеристики (V_p , V_s , $E_{дин}$) эффузивных пород в целом существенно выше, чем у туфов (рис. 10, с, д). Среди эффузивных пород по упругим характеристикам выделяются две группы: у слабоизмененных пород $V_p = 5,0 \div 5,9$ км/с, $E_{дин} = 70 \div 90$ ГПа, у переработанных V_p снижается до 3,7–5,0 км/с, $E_{дин} = 25 \div 65$ ГПа.

Значения V_p туфов варьируют в интервале 2,8–4,5 км/с, $E_{дин} = 14 \div 43$ ГПа. Наиболее высокие значения упругих показателей характерны для плотных псефитовых литокластических базальтовых туфов с вдавленными текстурами. Наименьшими значениями обладают витрокластические интенсивно преобразованные туфы.

Прочностные свойства. Аналогичная закономерность наблюдается и для прочности на одноосное сжатие. Слабоизмененные эффузивы в основном являются высокопрочными породами ($R_c = 160 \div 263$ МПа), хотя в некоторых случаях наличие микротрещиноватости снижает прочность до 85 МПа. Более измененные эффузивы имеют прочность 60–130 МПа, а у полностью переработанных пород с большим содержанием смешаннослойных глинистых минералов прочность снижается до 20–25 МПа. Прочность туфов изменяется в пределах от 40

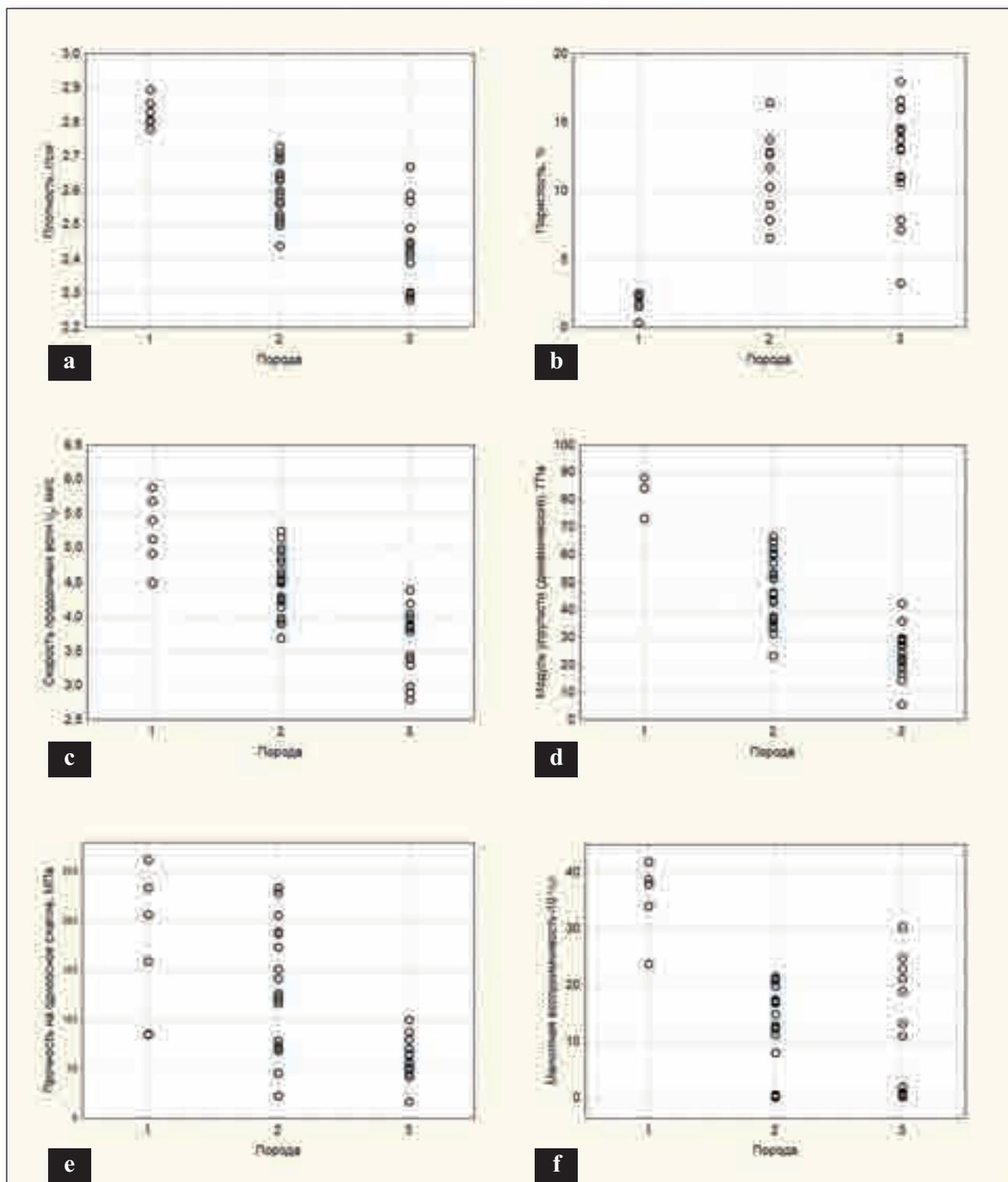


Рис. 10. Сравнительная характеристика свойств туфов и эффузивных пород Горного Крыма: а — плотность; б — пористость; в — скорость продольных волн; д — модуль упругости (динамический); е — прочность на одноосное сжатие, ф — магнитная восприимчивость. Обозначения: 1 — слабо измененные эффузивы, 2 — средне- и сильно измененные эффузивы; 3 — сильно измененные туфы

Fig. 10. Comparative characteristics of the properties of tuffs and effusive rocks of the Mountain Crimea: а — bulk density; б — porosity; в — velocity of longitudinal waves; д — elastic modulus (dynamic); е — uniaxial compressive strength, ф — magnetic susceptibility. Designations: 1 — slightly altered effusives, 2 — medium- and strongly altered effusives; 3 — strongly altered tuffs

до 100 МПа (преобладают значения 50–60 МПа) (рис. 10, е). При водонасыщении прочность всех сильно измененных вулканитов снижается на 30–50%, что обусловлено в первую очередь присутствием в их составе глинистых минералов.

Взаимосвязи между свойствами описываются едиными зависимостями и для туфов, и для эффузивных пород. В частности, между скоростью продольных волн (V_p) и плотностью (ρ) существует прямолинейная зависимость (рис. 11, а). Корреляционная связь между этими парамет-

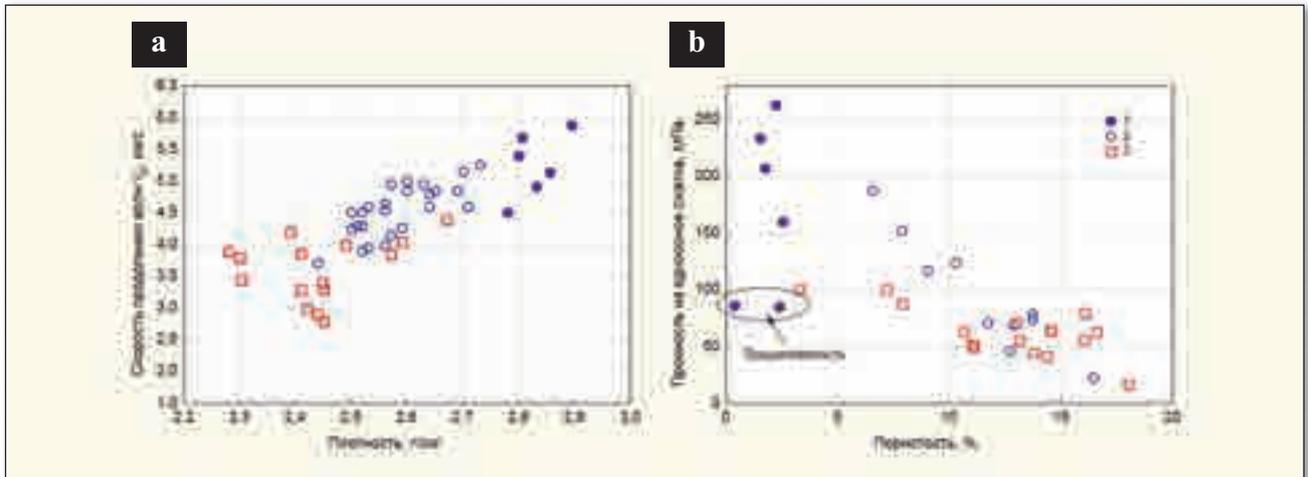


Рис. 11. Сравнение свойств эффузивных и вулканоогненно-обломочных пород Горного Крыма: **a** — зависимость скорости продольных волн от плотности, **b** — зависимость прочности на одноосное сжатие от пористости. **Обозначения:** 1 — слабо измененные эффузивы, 2 — средне- и сильно измененные эффузивы, 3 — сильно измененные туфы
Fig. 11. Comparison of the properties of effusive and volcanic-clastic rocks of the Mountain Crimea. **a** — velocity of longitudinal waves vs. density, **b** — uniaxial compression strength vs. porosity. **Designations:** 1 — slightly altered effusives, 2 — medium and strongly altered effusives, 3 — strongly altered tuffs

рами тесная ($r = 0,82$). В то же время скорость продольных волн определяется не только плотностью. При одинаковой плотности пород значения V_p могут различаться на 1 км/с, что обусловлено различным составом и количеством вторичных минералов. Например, у эффузивов Лименского блока при плотности 2,51–2,53 г/см³ величина V_p колеблется от 3,9 до 4,6 км/с. Максимальное значение характерно для породы, в составе которой преобладает вторичный кальцит, слагающий миндалины и межкристаллическое пространство и полностью замещающий микролиты темноцветных минералов. Минимальное значение V_p имеет интенсивно хлоритизированная порода, в которой хлорит (возможно, с примесью смектита) заполняет миндалины и замещает темноцветные минералы и вулканическое стекло. У туфов с плотностью 2,40–2,45 г/см³ значения V_p колеблются от 2,8 до 4,2 км/с. Максимальное значение V_p характерно для туфов с мыса Фиолент, в составе новообразований которых преобладает тонкокристаллический кварц. Минимальная величина V_p наблюдается у туфов пос. Счастливого, замещенных цеолитами и глинистыми смешаннослойными минералами.

Тесная корреляционная связь выявлена между прочностью вулканитов на одноосное сжатие R_c и их пористостью ($r = -0,73$). Зависимость прочности от пористости обратная, причем снижение прочности при увеличении пористости происходит неравномерно (рис. 11, *b*). В области низких значений пористости ($n = 1 \div 5\%$) наблюдается интенсивное снижение прочности (от 260 до 100 МПа). При увеличении пористости в интервале 7–17% снижение прочности происходит более плавно. Большое влияние на прочность оказывает микротрещиноватость. Наличие микротрещин в эффузивных породах снижает их прочность в два–три раза (от 200–250 до 85 МПа), несмотря на низкую пористость ($n < 5\%$).

Выявить однозначную тенденцию изменения свойств вулканитов под воздействием низкотемпературного метаморфизма затруднительно, поскольку для данного типа метаморфизма характерна неоднородность и избирательность минеральных преобразований даже в пределах небольшого объема пород. Также чрезвычайно разнообразны набор вто-

ричных минералов, форма их выделения и содержание в породе. Каждый из новообразованных минералов по-разному влияет на свойства породы: кварц способствует упрочнению и повышению упругих характеристик, глинистые минералы, напротив, снижают прочностные и упругие свойства, а кроме того, способствуют сильному разупрочнению при взаимодействии породы с водой; цеолиты отражаются на снижении плотности твердой фазы; титаномагнетит определяет магнитные свойства породы. Форма выделения вторичных минералов также влияет на свойства: заполнение межкристаллических пор, газовых пустот и трещин в породе вызывает ее уплотнение и повышение показателей физико-механических свойств, тогда как замещение первичных минералов вторичными может по-разному сказаться на изменении свойств. Еще одним немаловажным фактором является давление, которое даже в случае не столь интенсивных минеральных преобразований может привести к значительному уплотнению породы, формированию вдавленных текстур, с закономерным повышением показателей упруго-плотностных и прочностных свойств.

Отдельно следует упомянуть о магнитной восприимчивости. Из всех свойств именно она наиболее ярко отражает степень метаморфизма вулканитов. Ее величина варьирует от $30-40 \cdot 10^{-3}$ СИ у слабо метаморфизованных пород с сохранным титаномагнетитом, снижаясь до $0,1-0,7 \cdot 10^{-3}$ СИ у глубоко метаморфизованных пород с преобразованным титаномагнетитом (рис. 10, *f*). Таким образом, магнитную восприимчивость можно рассматривать как индикатор степени измененности вулканитов.

Как уже было упомянуто выше, туфы и эффузивные породы, превращаясь в метавулканиты в процессе низкоградного метаморфизма, становятся близки по свойствам. Наиболее характерные значения показателей свойств метавулканитов можно представить следующим образом: $\rho = 2,3-2,5$ г/см³, $n = 11-16\%$, $V_p = 3,5-4,0$ км/с, $E_{дин} = 20-35$ ГПа, $R_c = 50-60$ МПа.

Заключение

1. Среднеюрские вулканиты Горного Крыма претерпели воздействие регионального низкоградного мета-

- морфизма цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фаций, в результате которого сформировался целый спектр разнообразных вторичных минералов — альбит, хлорит, кварц, адуляр, серицит, кальцит, пумпеллиит, пренит, цеолиты, эпидот, сфен, глинистые минералы (гидрослюда, смектиты, смешаннослойные).
2. Низкоградный метаморфизм отличается неравномерностью преобразований: в пределах одной вулканогенной толщи можно встретить как слабоизмененные, практически свежие разности, так и полностью преобразованные породы. В целом туфы переработаны в большей степени, чем эффузивные и субвулканические породы, что обусловлено их более высокой пористостью и относительно более слабыми цементационными контактами между структурными элементами.
 3. В общем случае эффузивные и вулканогенно-обломочные породы заметно отличаются по свойствам: первые существенно более плотные и прочные, менее пористые и сжимаемые. Однако низкоградный метаморфизм постепенно нивелирует эти различия, и, превращаясь в метавулканиды, туфогенные и эффузивные породы становятся близки по свойствам.
 4. Магнитную восприимчивость можно рассматривать как индикатор степени измененности породы при метаморфизме. Ее величина составляет $30\text{--}40 \cdot 10^{-3}$ СИ у свежих и слабо метаморфизованных пород с сохранившимся титаномагнетитом и снижается на два по-

рядка (до $0,1\text{--}0,7 \cdot 10^{-3}$ СИ) у глубоко метаморфизованных пород в результате замещения титаномагнетита.

5. Выявить однозначную тенденцию изменения свойств вулканитов под воздействием низкотемпературного метаморфизма затруднительно, поскольку для данного процесса характерна неоднородность и избирательность минеральных преобразований даже в пределах небольшого объема пород. Ассоциации вторичных минералов — их состав, содержание в породе — чрезвычайно разнообразны. При этом каждый из новообразованных минералов по-разному влияет на свойства породы. Другим важным фактором является форма выделения минерала. Заполнение пор и трещин вторичными минералами с образованием миндалекаменных текстур приводит к снижению пористости и формированию более прочных контактов между структурными элементами (обломками, зернами, кристаллами). С другой стороны, замещение первичных минералов и вулканического стекла обычно приводит к обратному эффекту — некоторому разуплотнению и разупрочнению породы, особенно, если среди новообразований преобладают глинистые минералы. 

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 16-05-00501а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геология СССР, 1969. Том VIII. Крым. Часть 1. Геологическое описание. Недра, Москва.
2. Инженерная геология СССР, 1978. Том 8. Кавказ, Крым, Карпаты. Издательство МГУ, Москва.
3. Лебединский В.И., Макаров Н.М., 1962. Вулканизм Горного Крыма. Издательство АН УССР, Киев.
4. Лебединский В.И., Соловьев И.В., 1988. Байосские вулканоструктуры Горного Крыма. Геологический журнал, № 4, с. 85–93.
5. Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Дьяконова-Савельева Е.Н., 1933. Вулканическая группа Карадага в Крыму. Издательство АН СССР, Ленинград.
6. Лучицкий В.И., 1939. Петрография Крыма. Петрография СССР. Серия 1. Региональная петрография. Вып. 8. Издательство АН СССР, Москва-Ленинград.
7. Милановский Е.Е., Короновский Н.В., 1973. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. Наука, Москва.
8. Милеев В.С., Барабошкин Е.Ю., Розанов С.Б., Рогов М.А., 2009. Тектоника и геодинамическая эволюция Горного Крыма. Бюллетень МОИП, Отдел геологический, Том 84, Вып. 3, с. 3–21.
9. Муратов М.В., 1973. Геология Крымского полуострова. Недра, Москва.
10. Перчук Л.Л., 1983. Термодинамический аспект полиметаморфизма. В кн. Метаморфическая зональность и метаморфические комплексы. Наука, Москва, с. 21–37.
11. Попов С.П., 1938. Минералогия Крыма. Издательство АН СССР, Москва.
12. Сергеев Е.М. (ред.), 1983. Грунтоведение, 5-е изд. Издательство МГУ, Москва.
13. Соловьев И.В., 1988. Байосская вулканоструктура мыса Фиолент (Юго-Западный Крым). Вестник Киевского университета. Серия Геология. Вып. 7, с. 42–50. (на украинском)
14. Спиридонов Э.М., 1989. Метаморфические и метасоматические образования Горного Крыма. В кн. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Том 2. Издательство МГУ, Москва, с. 136–152.
15. Спиридонов Э.М., Коротаева Н.Н., Ладыгин В.М., 1989. Хромшпинелиды, титаномагнетит и ильменит островодужных вулканитов Горного Крыма. Вестник Московского университета. Серия 4. Геология, № 6, с. 37–55.
16. Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Янакиева Д., Фролова Ю.В., Семиколенных Е.С., 2014. Агаты в метавулканидах (геологические обстановки, параметры и время превращения вулканитов в мандельштейны с агатами). Специальный выпуск вестника РФФИ. МОЛНЕТ, Москва.
17. Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М., 1990. Магматические образования Горного Крыма. Статьи 1 и 2. Бюллетень МОИП, Отдел геологический, Том 65, Вып. 4, с. 119–133, Вып. 6, с. 102–112.

18. Спиридонов Э.М., Филимонов С.В., Руденко И.Е., Путинцева Е.В., Коротаева Н.Н., Кривицкая Н.Н., Фролова Ю.В., Ладыгин В.М., Овсянников Г.Н., 2018. Петля регионального низкоградного метаморфизма вулканогенных, интрузивных и терригенных пород мезозоид Горного Крыма. Ломоносовские чтения, Секция Геология, Москва, 2018, https://conf.msu.ru/file/event/4912/eid4912_attach_72f01cfa5e832528680d29eeac50f69ec210237f.pdf.
19. Фролова Ю.В., 2008. Особенности состава, строения и свойств вулканогенно-обломочных пород. Вестник Московского университета. Серия 4. Геология, № 1, с. 30–38.
20. Фролова Ю.В., 2015. Скальные грунты и методы их лабораторного изучения. КДУ, Москва.
21. Meijers M.J.M., Vrouwe B., van Hinsbergen D.J.J., Kuiper K.F., Wijbrans J., Davies G.R., Stephenson R.A., Kaymakci N., Matenco L., Saintot A., 2010. Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): implications for the paleo-subduction zone configuration of the Black Sea region. *Lithos*, Vol. 119, pp. 412–426.

REFERENCE

1. Geology of the USSR, 1969. Vol. VIII. Crimea. Part 1. Geological description. Nedra, Moscow. (in Russian)
2. Engineering Geology of the USSR, 1978. Vol. 8. The Caucasus, Crimea, Carpathians. Moscow State University Publishing House, Moscow. (in Russian)
3. Lebedinsky V.I., Makarov N.M., 1962. Volcanism of the Mountain Crimea. Publishing house of the Ukrainian Academy of Sciences, Kiev. (in Russian)
4. Lebedinsky V.I., Soloviev I.V., 1988. Baios volcanology of the Mountain Crimea. *Geological Journal*, No. 4, pp. 85–93. (in Russian)
5. Levinson-Lessing F.Yu., Dyakonova-Savelieva E.N., 1933. Volcanic group of Karadag in the Crimea. Publishing house of the USSR Academy of Sciences, Leningrad. (in Russian)
6. Luchitsky V.I., 1939. Petrography of the Crimea. Petrography of the USSR. Series 1. Regional petrography. Issue 8. Publishing house of the USSR Academy of Sciences, Moscow-Leningrad. (in Russian)
7. Milanovsky E.E., Koronovsky N.V., 1973. Orogenic volcanism and tectonics of the Alpine belt of Eurasia. Nauka, Moscow. (in Russian)
8. Mileev V.S., Baraboshkin E.Yu., Rozanov S.B., Rogov M.A., 2009. Tectonics and geodynamic evolution of the Mountain Crimea. *Bulletin of the Moscow Institute of Geology, Department of Geology*, Vol. 84, Issue 3, pp. 3–21. (in Russian)
9. Muratov M.V., 1973. Geology of the Crimean peninsula. Nedra, Moscow. *Geology of the USSR, 1969. Vol. VIII. Crimea. Part 1. Geological description. Nedra, Moscow.* (in Russian)
10. Perchuk L.L., 1983. Thermodynamic aspect of polymetamorphism. In the book. *Metamorphic zoning and metamorphic complexes*. Nauka, Moscow, pp. 21–37. (in Russian)
11. Popov S.P., 1938. Mineralogy of the Crimea. Publishing house of the USSR Academy of Sciences, Moscow. (in Russian)
12. Sergeyev E.M. (ed.), 1983. Ground science, 5th edition. Moscow State University Publishing House, Moscow. (in Russian)
13. Soloviev I.V., 1988. The Bayos volcanostructure of Cape Fiolent (South-Western Crimea). *Bulletin of the University of Kiev. Series Geology. Issue 7*, pp. 42–50. (in Ukrainian).
14. Spiridonov E.M., 1989. Metamorphic and metasomatic formations of the Mountainous Crimea. In the book. *The geological structure of the Kachin uplift of the Mountainous Crimea. Vol. 2*. Moscow State University Publishing House, Moscow, pp. 136–152. (in Russian)
15. Spiridonov E.M., Korotaeva N.N., Ladygin V.M., 1989. Chromospinelids, titanomagnetite and ilmenite of island-arc volcanics of the Mountainous Crimea. *Bulletin of Moscow University. Series 4. Geology, No. 6*, pp. 37–55. (in Russian)
16. Spiridonov E.M., Ladygin V.M., Yanakieva D., Frolova Yu.V., Semikolenykh E.S., 2014. Agates in metavolcanics (geological conditions, parameters and time of transformation of volcanics into mandelites with agates). *Special issue of the RFBR bulletin. MOLNET*, Moscow. (in Russian)
17. Spiridonov E.M., Fedorov T.O., Ryakhovsky V.M., 1990. Magmatic formations of the Mountainous Crimea. *Articles 1 and 2. Bulletin of the MOIP, Geological Department*, Vol. 65, Issue 4, pp. 119–133, Vol. 6, pp. 102–112. (in Russian)
18. Spiridonov E.M., Filimonov S.V., Rudenko I.E., Putintseva E.V., Korotaeva N.N., Krivitskaya N.N., Frolova Yu.V., Ladygin V.M., Ovsyannikov G.N., 2018. Loop of regional low-grade metamorphism of volcanogenic, intrusive and terrigenous rocks of the Mesozoic of the Mountainous Crimea. *Lomonosov Readings, Section Geology*, Moscow, 2018, https://conf.msu.ru/file/event/4912/eid4912_attach_72f01cfa5e832528680d29eeac50f69ec210237f.pdf. (in Russian)
19. Frolova Yu.V., 2008. Features of composition, structure and properties of volcanogenic clastic rocks. *Bulletin of Moscow University. Series 4. Geology, No. 1*, pp. 30–38. (in Russian)
20. Frolova Yu.V., 2015. Rock soils and methods for their laboratory study. KDU, Moscow. (in Russian)
21. Meijers M.J.M., Vrouwe B., van Hinsbergen D.J.J., Kuiper K.F., Wijbrans J., Davies G.R., Stephenson R.A., Kaymakci N., Matenco L., Saintot A., 2010. Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): implications for the paleo-subduction zone configuration of the Black Sea region. *Lithos*, Vol. 119, pp. 412–426.

ИНФОРМАЦИЯ ОБ АВТОРАХ**ФРОЛОВА ЮЛИЯ ВЛАДИМИРОВНА**

Доцент кафедры инженерной и экологической геологии геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, к.г.-м.н., г. Москва, Россия

ЛАДЫГИН ВЛАДИМИР МИХАЙЛОВИЧ

Старший научный сотрудник кафедры инженерной и экологической геологии геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, к.г.-м.н., г. Москва, Россия

СПИРИДОНОВ ЭРНСТ МАКСОВИЧ

Профессор кафедры минералогии геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, д.г.-м.н., г. Москва, Россия

ОВСЯННИКОВ ГЕОРГИЙ НИКОЛАЕВИЧ

Студент кафедры минералогии геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

INFORMATION ABOUT THE AUTHORS**JULIA V. FROLOVA**

Associate Professor of the Department of Engineering and Ecological Geology, Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, PhD (Candidate of Science in Geology and Mineralogy), Moscow, Russia

VLADIMIR V. LADYGIN

Senior Researcher of the Department of Engineering and Ecological Geology, Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, PhD (Candidate of Science in Geology and Mineralogy), Moscow, Russia

ERNST M. SPIRIDONOV

Professor of the Department of Mineralogy, Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, DSc (Doctor of Science in Geology and Mineralogy), Moscow, Russia

GEORGY N. OVSYANNIKOV

Student of the Department of Mineralogy, Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia



Фото Ю.В. Фроловой