

УДК 551.21 : 551.763(479.9)

МЕЛОВОЙ ВУЛКАНИЗМ РАВНИННОГО КРЫМА

*Л. Г. Плахотный, М. Я. Апостолова, В. Г. Бондаренко,
В. А. Гордиевич*

Содержание. Буровыми работами последних лет установлено широкое развитие в Крыму вулканогенных образований. Наибольшими мощностями они характеризуются в Северо-Крымском прогибе. Авторы выделяют два этапа вулканической деятельности — ранне-среднеальбской, отличавшейся преобладанием трещинных излияний лав, и сеноман-верхнеальбский, на котором преобладал эксплозивный вулканизм. По положению магнитных аномалий с учетом фашиальных особенностей вулканогенных пород определены очаги вулканизма, располагавшиеся в прогибе. Авторы приходят к выводу, что меловой вулканизм Равнинного Крыма унаследован от триасюрского, проявившегося в связи с общей активизацией в раннем мезозое эпигеринской субплатформы и заложением в северной части Крыма грабенообразных (тафрогеосинклинальных) прогибов.

Первое описание нижнемеловых вулканогенных пород в Крыму (пирокластов в окрестностях г. Балаклавы) принадлежит В. В. Аршинову [1], который считал их верхнеюрскими. Затем эти породы изучали В. И. Луцицкий [10], А. Ф. Слудский [13], М. В. Муратов [11, 12], В. М. Цейслер [14], В. И. Лебединский и Т. И. Добровольская [8], А. А. Шаля [16]. В итоге было подтверждено, что это пирокластические образования, и выяснено, что по возрасту они относятся к среднему — верхнему альбу. Туфогенные меловые породы были установлены также в восточной части второй гряды Крымских гор в районе горы Кубала и в Равнинном Крыму в разрезах скважин Тарханкутской 38 и Новоселовской 152 [8, 9]. На основании этих данных В. И. Лебединский и Т. И. Добровольская [8] сделали вывод о расположении вулканических центров в пределах южного крыла мегантиклинория Горного Крыма, южнее современной береговой линии, и о транспортировке пирокластического материала в сторону Равнинного Крыма воздушным путем. Не вскоре пирокластические породы (туфы, туффиты и туфопесчаники) были обнаружены на Тарханкутском полуострове [15], а затем они были выявлены во многих пунктах Равнинного Крыма. В районах с. Мелового и г. Джанкоя были установлены грубообломочные туфы и туфолавы (определения С. Ф. Бунич и А. А. Савициной) и стало очевидно, что очаги мелового вулканизма существовали и в Равнинном Крыму [3]. Вначале предполагалось, что вулканогенные породы здесь приурочены только к верхнему альбу [7] и могут служить коррелятивным горизонтом, но потом выяснилось, что они встречаются в отложениях от ашгата до турона включительно [2, 4].

В последние годы вулканогенные образования были вскрыты многочисленными скважинами в северной части Равнинного Крыма — в пределах Северо-Крымского грабенообразного прогиба (в районе Мелового, Родников, Громова, Октябрьского, Задорного, Каштановки, Дивного, Орловской, Джанкоя, Вишняковки), а также в центральных его районах — на Новоселовском поднятии и в переходной зоне от него к Северо-Крымскому прогибу (Чапаевские, Елизаветовские, Крыловские, Евпаторийские скважины). Отмечены они также в Альминской впадине (г. Саки) и в Индольском прогибе (с. Шубино). Сведения об этих породах опубликованы лишь частично, а наиболее интересные данные получены лишь в последнее время.

Все эти материалы позволяют охарактеризовать особенности распространения меловых вулканогенных образований в Равнинном Крыму, определить в ряде случаев положение центров вулканической деятельности и характер ее проявления, а также сделать некоторые выводы о связи мелового вулканизма с определенным этапом в истории развития Равнинного Крыма.

Распространение меловых вулканогенных пород в Равнинном Крыму и основные типы разрезов

В западной части Северо-Крымского прогиба наиболее мощный осадочно-вулканогенный комплекс пород (свыше 1000 м) пройден на Тарханкутском полуострове в районе с. Мелового (рис. 1). В разрезе скв. 4 он выделяется в интервале 2600—3770 м. Отложения нижней части комплекса (3460—3770 м) представлены в основном литокристаллокластическими туфами с лапиллями. Состав пород андезитовый, окраска темно-серая и зеленовато-серая. Эта вулканогенная толща подстилается пачкой алевролитистых аргиллитов и глинистых алевролитов апт-нижнеальбского возраста (интервал 3770—3846 м), которые залегают на песчано-глинистых образованиях баррема — апта. Выше вулканогенной толщи в разрезах скв. 3 и 4 выделяется вулканогенно-осадочная толща мощностью 860 м. Она сложена переслаивающимися туфами, туффитами, туфоаргиллитами с отдельными прослоями туфобрекчий. Вулканокластические породы слагают иногда пачки мощностью до 10—30 м, в которых преобладают андезитовые туфы, средне- и крупнообломочные серой и зеленовато-серой окраски. Вверх по разрезу содержание пирокластов постепенно уменьшается, и самые верхи толщи (верхний альб) сложены аргиллитами с линзами пирокластов. В пачке мергелей, венчающих нижнемеловой разрез на Тарханкутском полуострове, пирокластический материал встречается уже очень редко.

Радиус площадного распространения вулканогенных пород описанного комплекса превышает 40 км. Аналоги этих образований прослежены восточнее в районе Родников, Громова, Октябрьского, на Тарханкутском полуострове. При этом установлено, что к востоку происходит фациальное замещение вулканокластических пород вулканогенно-осадочными. Возраст осадочно-вулканогенной толщи датируется здесь по микрофаунистическим данным как средне-верхнеальбский. В ней выделяются обычно три части, нижняя и верхняя из которых сложены преимущественно аргиллитами с подчиненными прослоями пирокластов, а в средней (самые низы верхнего альба) преобладают вулканокластические образования.

В районе Громова (Западнооктябрьские скважины) общая мощность осадочно-вулканогенной толщи составляет 150—210 м. Нижняя часть ее сравнительно маломощная (20—30 м) и сложена аргиллита-

ми с прослоями и линзами туфов и туффитов. Выше прослеживается пачка вулканокластических пород мощностью 40—75 м, охарактеризованная лучше всего в скв. 28 (интервал 3270—3345 м) и в скв. 31 (2703—2948 м). Она сложена переслаивающимися туфами и туффитами и вулканомиктовыми песчаниками с отдельными тонкими прослоями туфоаргиллитов и аргиллитов. Туфы и туффиты средне-, крупно- и разнообломочные, реже мелкообломочные (скв. 37), порфириовидные, преимущественно литокристаллокластические и кристаллокластические, часто трещиноватые, светло-серой, серой и зеленовато-серой окраски. По составу они аналогичны однотипным породам района с Мелового.

Вверх по разрезу содержание вулканогенных пород быстро убывает и в мощной толще аргиллитов, залегающей выше, в средней части верхнего альба, встречаются лишь тонкие (1—5 м) прослои и линзы туффитов и туфопесчаников.

В районе Октябрьской нижняя часть осадочно-вулканогенной толщи (весь средний и низы верхнего альба) более полная. Она сложена также аргиллитами с маломощными (10—30 см) прослоями туффитов, туфопесчаников и туфоалевролитов, особенно многочисленных в разрезе скв. 11 (интервал 2520—2993 м). Средняя часть толщи сложена пачкой туффитов, туфопесчаников и туфоалевролитов мощностью 70—90 м (скв. 7, интервал 2550—2640 м). В подчиненном количестве в ней встречаются туфоаргиллиты и аргиллиты, спонголиты и спонгиозные известняки (скв. 7 и 11). Туффиты серые, средне- и разнообломочные, литокристаллокластические и кристаллокластические андезитового состава. Туфопесчаники и туфоалевролиты серые, светло-серые и зеленовато-серые. В них обычно присутствует аутигенный глауконит. Эта пачка пород перекрывается аргиллитами верхнего альба, которые почти не содержат значительных прослоев пирокластов.

Таким образом, вулканогенные породы на юге Тарханкутского полуострова залегают среди осадочных морских отложений и приурочены в основном к среднему и верхнему альбу. Вертикальный диапазон их развития постепенно сужается с запада на восток. В этом же направлении уменьшаются мощности вулканогенно-осадочного комплекса, отдельных пачек и прослоев вулканогенных образований и происходит фациальное замещение вулканокластических пород вулканогенно-осадочными. Состав пирокластического материала остается постоянным. Отдельные маломощные прослои и главным образом линзы пирокластов отмечены также в аптских и нижнеальбских отложениях (скважины Октябрьские 7,11, Западнооктябрьские 31,33), но они встречаются спорадически и не характерны для разреза. Не исключено, правда, что самые низы вулканогенной толщи в районе с Мелового отвечают нижнему альбу.

Несколько иной комплекс осадочно-вулканогенных образований установлен северо-восточнее, в районе Задорного. В основании вскрытого скв. 4 разреза (низы верхнего альба) встречены аргиллиты с линзами туффитов и прослоями туфоаргиллитов. Выше (3456—3660 м) залегают вулканогенная толща, сложенная в основном туфами с прослоями туфоалевролитов и туфоаргиллитов. В нижней части ее (3584—3660 м) выделяется пачка преимущественно среднеобломочных, реже мелко- и крупнообломочных туфов андезитового состава с подчиненными прослоями туффитов и туфоаргиллитов. В туфах иногда встречаются лапилли. Породы сравнительно плотные и окрашены в серые и зеленоватые тона. Над ними (3542—3584 м) залегают пачка серых пятнистых туфов преимущественно крупнообломочных порфириовидных с прослоями туфоалевролитов.

андезитовых порфиритов. Породы сильно изменены вторичными процессами (цеолитизацией и альбитизацией).

Верхняя часть толщи (интервал 3464—3542 м) сложена в основном средние- и крупнообломочными туфами и туффитами с подчиненными прослоями мелкообломочных туфов и туфолав. Породы сравнительно сильно изменены вторичными процессами, обломочный материал плохо отсортирован. В основании этой части разреза (3527—3542 м) выделяется пачка туффитов зеленовато-серых пятнистых с обломками подстилающих разрушенных туфов и роговообманковых порфиритов бурой окраски с почти нацело опациitized минералами. В кровле толщи (3456—3464 м) залегает пачка зеленовато-серых туффитов с прослоями туфов и своеобразных темно-зеленовато-серых туфоаргиллитов. Туффиты и туфоаргиллиты переполнены превращенными в уголь остатками растений. Вулканогенные образования имеют андезитовый и редко дацит-андезитовый состав. Венчаются они пачкой полимиктовых песчаников (интервал 3448—3456 м), серых массивных и линзовидно-слоистых, содержащих обломки продуктов разрушения вулканогенных пород, глауконит, пирит. Выше залегает толща аргиллитов верхнего альба, содержащих маломощные прослой и линзы пирокластов. Наличие в описанном разрезе крупнообломочных туфов и туфолав, существенная роль в них обломков андезитовых порфиритов, в том числе выветрелых, говорят о происхождении этих пород из вулканического очага, располагавшегося на значительном удалении от южных районов Тарханкутского полуострова, где-то вблизи Задорного.

Мощный комплекс осадочно-вулканогенных пород пройден северо-восточнее с. Задорного у Каштановки (скв. 1, интервал 2874—3690 м). В нижней части его (3480—3690 м) встречены андезитовые порфириты серого и темно-серого цвета с порфировой структурой, подстилающиеся алевролитами с глауконитом, пиритом и сидеритом (3704—3710 м), фаунистически не охарактеризованными, но по составу обломочного материала и ассоциации аутигенных минералов хорошо сопоставляющимися с отложениями верхнего апта — нижнего альба, литологически выдержанными на обширной территории. По возрасту эти вулканогенные породы относятся, по-видимому, к самым верхам нижнего альба или частично даже к среднему альбу. Перекрываются порфириты пачкой слюдястых алевролитов с глауконитом (3370—3480 м). Выше выделяется пачка аргиллитов среднего альба, содержащая тонкие (сантиметровые) прослой мелко-, среднеобломочных туффитов и линзы пирокластов (3296—3364 м). Над аргиллитами залегают вулканогенные образования, которые подразделяются на две толщи. Нижняя из них (3055—3296 м) сложена литокристаллокластическими и кристаллолитокластическими туфами андезитового состава, серого цвета. Туфы среднеобломочные, реже с примесью крупнообломочного материала, иногда с лапиллями и обломками бурых выветрелых порфиритов размером до 0,7 см. Обломочный материал сравнительно хорошо отсортирован. В толще выделяются две пачки вулканогенных пород (интервалы 3055—3165, 3165—3294 м) со среднекрупнообломочными туфами в основании каждой.

Верхняя толща вулканогенных пород (2875—3055 м) сложена в основном туфами с прослоями лав и туфолав (1—2 м) андезитовых порфиритов. Туфы мелко-, средне- и крупнообломочные, прослоями лапиллиевые, кристаллолитокластические, реже литокристаллокластические. Породы отличаются плохой сортировкой обломочного материала, сильно изменены вторичными процессами и имеют пеструю окраску зе-

леновато-серых, фиолетовых и бурых тонов. Прослоями они совершенно бурые. В прикровлевой части толщи (2875—2906 м) выделяется пачка переслаивающихся туффов средне- и крупнообломочных порфирированных серого и зеленовато-серого цвета, довольно плотных. В туффах отмечаются гнезда глауконита.

Венчается вулканогенная толща пачкой гравийно-песчаных пород, охарактеризованных керном в интервале 2870—2874 м. В основании ее залегает тонкий прослой пятнистого вулканомиктового гравелита. Песчаники линзовидно-слоистые пятнистой окраски серых тонов, кварцево-полевошпатового состава с обломками кремнистых пород. Выше залегает пачка мергелей самых верхов верхнего альба. Обе описанные толщи вулканогенных пород относятся к верхнему альбу.

В районе с. Дивное скв. 1 вскрыла однородную толщу мергелей, в которой в интервале 3289—3885 м (низы сеномана — верхи верхнего альба) отмечены маломощные (1—5 мм) прослой и линзы туффов андезитового состава, количество которых вниз по разрезу значительно возрастает. Можно полагать, что не вскрытая часть разреза нижнего мела содержит по аналогии с соседними участками территории довольно мощные пачки и прослой вулканогенных пород.

В восточной части Северо-Крымского грабенообразного прогиба наиболее мощный комплекс осадочно-вулканогенных пород вскрыт юго-восточнее д. Орловской. Он состоит из двух толщ преимущественно вулканогенных пород, разделенных толщей аргиллитов мощностью 300—500 м, в которой встречаются отдельные прослой и пачки вулканогенных образований.

Нижняя вулканогенная толща мощностью свыше 450 м (скв. 3, интервал 3475—3940 м) сложена довольно однообразными массивными андезитовыми порфиритами серой и зеленовато-серой окраски с прослоями в кровле и подошве ее светлых почти белых порфиритов андезитового состава. Вулканогенные породы подстилаются пачкой аргиллитов и алевролитов апт-нижнеальбского возраста. В толще аргиллитов, залегающих над порфиритами (скв. 3, интервал 3188—3475 м), обнаружена микрофауна средне-верхнеальбского возраста. Судя по разрезу скв. 4, аргиллиты зачастую окремнены, карбонатизированы и содержат прослой и линзы туфопесчаников, туффов, туфоаргиллитов.

В верхней осадочно-вулканогенной толще мощностью 800—900 м (скв. 3, интервал 2293—3188 м; скв. 4, интервал 2338—3283 м) выделяются две части. Нижняя из них сложена переслаивающимися аргиллитами, лавами и туфолавами преимущественно андезитового состава, с подчиненными прослоями туфов средне- и разнообломочных, иногда лапиллиевых. Основная же верхняя часть толщи состоит из часто переслаивающихся лав андезитовых порфиритов, лавобрекчий, туфов лав и лавобрекчий реже туфов того же состава. Мощность прослоев пород этой толщи характерны пестрая пятнистая окраска зеленовато-серых, бурых, фиолетовых тонов, связанная с вторичными метасоматическими процессами — альбитизацией, хлоритизацией, цеолитизацией, а также с процессами поверхностного выветривания либо гальмиролиза, вызвавшими опацификацию и пелитизацию пород, превращение рудных минералов в гидроокислы железа.

Венчается разрез вулканогенных пород пачкой сравнительно выветрелых порфиритов и лапиллиевых туфов (скв. 4, интервал 2338—2360 м) зеленовато-серой и бурой окраски. На них с резким несогласием залегают карбонатные отложения кампана с пачкой базальных вулканомиктовых песчаников и глинистых известняков в основании, за-

клячавших в себе обломки эффузивных пород (скв. 4, интервал 2232—2338 м).

Судя по положению в разрезе, нижняя вулканогенная толща пород на Орловской площади отвечает возрастному интервалу от верхов нижнего до низов верхнего альба. Подстилается она маломощной пачкой отложений алта — нижнего альба, залегающих на базальных баррем-аптских песчано-глинистых образованиях. Верхняя осадочно-вулканогенная толща отвечает по возрасту верхнему альбу и, по-видимому, низам сеномана. Строение ее существенно отличается в разрезах скв. 3 и 4, которые сопоставляются между собой лишь в общих чертах. Такая изменчивость строения толщи на небольшом расстоянии и частое чередование разнообразных пород свидетельствуют о длительном формировании ее при многократных пароксизмах эффузивного и эксплозивного характера.

Несколькими скважинами вскрывались вулканогенные породы в районе г. Джанкоя. Вероятно, сходный с орловским, но плохо охарактеризованный керном вулканогенно-осадочный комплекс пройден скв. 15. В ней из интервала 3239—3242, 3694—3702 м и с глубин 3222 и 3450 м были подняты туфолавы и туфоаргиллиты, аналогичные описанным. Следует отметить, что Джанкойская скв. 15, как и Орловская скв. 3, вскрыла под базальными слоями нижнего мела порфириды триас-юрского возраста, сходные по составу с нижнемеловыми.

В разрезах Джанкойских скв. 3, 4 и 5 вулканогенные породы (туфы, туффиты, туфогравелиты, вулканомиктовые песчаники) отмечались преимущественно в виде тонких прослоев в мощной толще (около 600 м) кремнистых песчаников, алевролитов, кремнеаргиллитов и спонголитов, отвечающей по возрасту верхнему альбу — низам сеномана. В средней части толщи выделяется пачка агломератовых и гравийно-псаммитовых туфов и туффитов, брекчиевых лав андезитовых порфиритов небольших потоков (скв. 3, интервал 2997—3089 м, определения А. А. Савициной). Южнее, на Вишняковской и Восточно-Джанкойской площадях, в аналогичной по стратиграфическому положению (сеноман—альб) и литологически сходной части разреза встречаются маломощные прослои и линзы туффитов и туфопесчаников. Пирокластический материал в незначительных количествах отмечался здесь также в аргиллитах среднего — верхнего альба. Под отложениями среднего альба Вишняковская скв. 1 вошла в мощную толщу однообразных массивных зеленовато-серых андезитовых порфиритов (3325—3649 м), из которых не вышла. По составу и внешнему облику эти породы очень сходны с порфиритами, вскрытыми Орловской скв. 3 и Каштановской скв. 1 и близки к ним по положению в разрезе. Они характеризуются, по-видимому, небольшим площадным развитием, потому что на Восточно-Джанкойской площади, в 12 км восточнее, скважинами не встречены.

Как видно из изложенного, вулканогенные породы мелового возраста широко распространены в пределах Северо-Крымского грабенообразного прогиба. Они образуют нередко мощные толщи среди нормальных осадочных морских отложений, залегая в виде огромных линз протяженностью в несколько десятков километров. Стратиграфический диапазон их развития охватывает отложения от нижнего альба до сеномана включительно. В низах мелового разреза (нижний — средний альб) они встречаются преимущественно в субфации текучих лав (вишняковский, орловский, каштановский разрезы), отличающихся сравнительно ограниченным площадным распространением. В более высоких

горизонтах мела господствуют вулканогенные породы в эксплозивной субфации [8]. Только в районе д. Орловской в верхнем альбе — низах сеномана преобладают лавы.

Наиболее распространены вулканогенные породы в нижней части верхнего альба. Весьма интересно, что по составу эти образования исключительно однообразны на значительной территории — андезитовые и редко дацит-андезитовые, обнаруживая признаки генетической родственности или происхождения из вторичных коровых очагов одного генетического уровня.

В пределах Новоселовского поднятия вулканогенные породы также довольно широко развиты и характеризуются таким же диапазоном вертикального распространения. Но здесь они не образуют мощных толщ, а встречаются в виде прослоев или отдельных пачек. Обычно они приурочены к среднему и особенно верхнему альбу, но отмечены также в виде маломощных прослоев и линз в нижнем альбе и в сеномане (евпаторийские, елизаветовские скважины), а севернее собственно Новоселовского поднятия встречены в отложениях турона (Чапаевские скв. 556, 562 и др.).

Наиболее детально изучены вулканогенные образования на Елизаветовской площади, где они играют существенную роль в разрезе. В среднем альбе (скв. 515, интервал 552—785 м), сложенном в основном аргиллитами, здесь отмечаются довольно многочисленные маломощные (10—40 см) прослои серых и зеленовато-серых туффитов, реже туфов, туфоалевролитов и туфоаргиллитов. В основании верхнего альба (509—552 м) выделяется пачка туффитов мелко- и среднеобломочных литокристаллокластических, андезитовых, сероцветных, с прослоями песчаников и аргиллитов. Выше залегает пачка аргиллитов с прослоями песчаников, спонгиолитов и линзами пирокластов (410—509 м). Перекрываются эти породы пачкой песчаников и алевролитов, которые затем сменяются мергелями верхов верхнего альба, заключающими в себе единичные прослои серых рыхлых туффитов и туфоглин.

В районе Крыловки прослои туффитов и вулканомиктовых песчаников установлены среди песчаников нижней части верхнего альба (скв. 2, интервал 1010—1116 м).

В районе Евпатории пирокластический материал отмечен в виде гнезд и линз среди глинисто-алеврито-песчаных отложений среднего — верхнего альба (скв. 9 и 10) и глинисто-карбонатных пород сеномана. Южнее, уже в пределах Альминской впадины, он зафиксирован в альбских отложениях в районе г. Саки [7].

В пределах северных склонов Новоселовского поднятия, у Чапаева, толща аргиллитов среднего — верхнего альба (скв. 559, интервал 562—1033 м) изобилует тонкими (до 10—20 см) прослоями и линзами туфов, туффитов и туфоаргиллитов, количество которых вниз по разрезу постепенно убывает. Туфы и туффиты псаммитовые, кристаллолитокластические и литокристаллокластические серой окраски. Севернее Войковской грабен-сиклинали, в переходной зоне к Северо-Крымскому прогибу, прослой среднеобломочных литокристаллокластических туффитов и вулканомиктовых песчаников дацит-андезитового состава установлены в разрезах Чапаевских скважин среди карбонатных пород сеномана (скв. 562, интервал 721—727 м) и турона (скв. 556, интервал 608—611 м; скв. 562, интервал 572—578 м) [4]. Возможно, что в последних двух случаях они находятся во вторичном залегании.

Таким образом, на Новоселовском поднятии среди вулканогенных пород преобладают пирокласто-осадочные (туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты) и вулканотерригенные (вулканомиктовые пес-

чапики) отложения. Менее распространены вулканокластические образования, представленные в основном туффитами и реже туфами. Пирокластический материал характеризуется тем же составом, что и в Северо-Крымском прогибе, но отличается более совершенной сортировкой и нередко носит признаки перетолжения. Источниками поступлений его были, очевидно, вулканы Северо-Крымского прогиба.

Некоторые особенности мелового вулканизма

Меловые вулканогенные образования Равнинного Крыма приурочены к нижней части собственно платформенного чехла и характеризуют важнейшую особенность начальных этапов его становления. Эта особенность отмечается на многих молодых платформах Евразии.

Первые значительные проявления вулканической деятельности относятся к концу раннего — началу среднего альба и отвечают началу нового этапа в истории развития Равнинного Крыма [14], отличавшегося общими интенсивными опусканиями, блоковым дроблением земной коры по крупным разломам, резкой дифференциацией тектонических движений. В предшествовавший период на пенепленизированной домеловой поверхности сформировался маломощный покров субконтинентальных и мелководных карбонатно-терригенных образований неокораннеаптского эпиконтинентального бассейна, трансгрессировавшего с юга, а затем в условиях все еще относительно спокойного тектонического режима отложились терригенные образования позднеаптского — раннеальбского мелководного моря. Процесс активизации тектонических движений, сопровождавшихся проявлениями вулканизма, начался, вероятно, на отдельных участках территории уже в апт-раннеальбское время, но для окончательных выводов нет пока уверенных данных.

В меловом вулканизме Равнинного Крыма выделяются два этапа. Первый из них (конец раннего — начало среднего альба) характеризуется преобладанием трещинных излияний и, возможно, извержений лав, происходивших в относительно короткие промежутки времени, о чем свидетельствуют однородный состав эффузивов и отсутствие среди них прослоев нормально осадочных пород (порфириты вишняковского, орловского, каштановского разрезов). Продукты излияний локализовались, по-видимому, вблизи активизировавшихся разломов, образуя потоки или плоские возвышенности щитовидных вулканов сравнительно небольших площадных размеров. Только Южно-Тарханкутский вулкан отличался мощными эксплозиями с извержением пирокластического материала и лав. На втором этапе (верхний альб — сеноман) доминировал эксплозивный вулканизм центрального типа, особенно в северо-западной части Равнинного Крыма. На северо-востоке, в районе д. Орловской, преобладали излияния лав и лавобрекчий. Пирокласты здесь занимают подчиненное место в разрезе.

Извержения происходили обычно в подводных условиях и пирокластический материал разносился течениями на большие расстояния. В заключительные фазы вулканической деятельности в ряде случаев возникали вулканические острова и извержения вулканов заканчивались в надводной среде. Несомненно в аэральных условиях островной суши завершилось формирование верхней осадочно-вулканогенной толщи орловского разреза. Об этом свидетельствует фиолетово-бурая окраска лав и лавобрекчий, отсутствие в верхней части толщи прослоев морских осадочных пород, интенсивная опатизация темноцветных минералов, признаки поверхностного выветривания в кровле толщи, выклинивание коньяк-туронских отложений к своду Орловского поднятия

и резко несогласное залегание кампана на эффузивах. В сходной обстановке (по крайней мере частично) происходило накопление пестроокрашенных туфов каштановского разреза. Венчающая эту вулканогенную толщу пачка гравелитов и песчаников характеризует собой крайнюю мелководность бассейна в районе угасшего вулкана. Наконец, на явное обмеление бассейна вблизи вулканического очага под конец его активной деятельности указывает пачка песчаников, венчающая вулка-

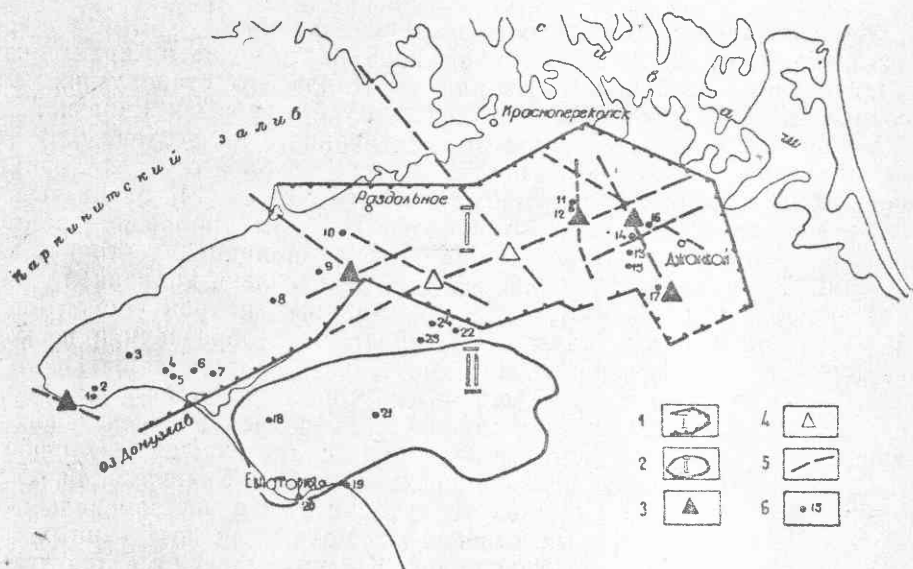


Рис. 2. Схема расположения очагов мелового вулканизма в Равнинном Крыму: 1 — границы Северо-Крымского грабенообразного прогиба; 2 — границы Новоселовского поднятия; 3 — очаги мелового вулканизма установленные; 4 — то же предполагаемые; 5 — разрывные нарушения в меловых отложениях; 6 — скважины, вскрывшие вулканогенные образования мелового возраста. Цифрами на схеме даны условные номера скважин: 1—2 — Меловых 3—4; 3 — Родниковской 2; 4—5 — Западно-Октябрьских 28, 31; 6—7 — Октябрьских 7, 11; 8 — Задорненской 4; 9 — Каштановской 1; 10 — Северо-Серебрянской 1; 11—12 — Орловских 3, 4; 13—16 — Джанкойских 3, 4, 5, 15; 17 — Вишняковской 1; 18 — Крыловской 2; 19—20 — Евпаторийских 9, 10; 21 — Елизаветовской 515; 22—24 — Чапаевских 556, 559, 562

ногенную толщу в районе с. Задорного. В других случаях угасание вулканов происходило, по-видимому, на фоне непрерывных погружений в условиях достаточно глубокого бассейна в районах вулканических очагов (меловой, североджанкойский разрезы).

Центры вулканической деятельности в меловое время располагались в пределах формировавшегося Северо-Крымского грабенообразного прогиба, и, очевидно, генетически были тесно связаны с его развитием. Положение некоторых из них устанавливается на основании фациальных особенностей вулканогенных пород с учетом характера геомагнитного поля. Как уже отмечали М. Е. Герасимов и В. Н. Апареев [5], интенсивные локальные магнитные аномалии в Равнинном Крыму зачастую обусловлены наличием мощных толщ вулканогенных магнетитовых пород мелового возраста. С учетом этих факторов вулканические очаги устанавливаются юго-западнее с. Мелового у современной береговой линии Тарханкутского полуострова, юго-восточнее д. Орлов-

ской, северо-западнее г. Джанкой (у с. Богемки), восточнее с. Вишняковки, западнее с. Серебрянки (рис. 1). По наличию интенсивных магнитных аномалий крупные вулканические очаги предполагаются в районах сел Первомайского и Привольного.

Меловые вулканы располагались обычно на пересечениях продольных и поперечных разломов. Особенно характерны в этом отношении два последних очага, контролируемые региональным Донузлавским разломом (рис. 2). Совершенно очевидно, что по, крайней мере, часть магмоподводящих каналов была унаследована меловым вулканизмом от предшествовавшего периода вулканической деятельности. Об этом свидетельствуют случаи установления под базальными слоями нижнего мела на участках расположения меловых вулканических центров андезито-дацитовых порфиритов триас-юрского возраста, сходных по химическому составу и структуре с нижнемеловыми лавами. По всей вероятности, меловой вулканизм Равнинного Крыма характеризует собой завершающий этап мезозойского магматизма, первые интенсивные проявления которого были связаны с общей активизацией в триас-юрское время молодой эггертинской субплатформы и формированием в северных районах Крыма зоны грабенообразных (тафрогеосинклинальных) прогибов, наследовавших отчасти положение позднепалеозойских внешних синклиформных прогибов заключительной стадии герцинского цикла геосинклинального развития Крыма. Формирование меловой андезитовой формации происходило, по-видимому, за счет подъема магмы из промежуточных коровых очагов в этой же тектонической зоне, испытывавшей новые (эпиконтинентальные) крупные опускания и блоковое дробление. Поэтому Северо-Крымский меловой грабенообразный прогиб можно рассматривать как область возрожденного вулканизма.

Загущение меловой вулканической деятельности тесно связано с особенностями истории развития Северо-Крымского прогиба, который формировался как грабенообразная блоковая структура лишь в первой половине мелового периода, а затем вошел в состав более обширной зоны спокойных погружений. Верхний стратиграфический уровень развития вулканогенных пород в Равнинном Крыму (сеноман—турон) отвечает «кровле» грабенообразного подэтажа в строении прогиба и фиксирует время резкого ослабления активности ограничивающих и осложняющих его разломов, а также общего спада напряженности тектонического режима.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аршин'ов В. В. К геологии Крыма. Литгео, 1910.
2. Богаец А. Т., Орлова-Турчина Г. А., Проснякова Л. В., Самарская Е. В., Черняк Н. И. Новые данные об альбских отложениях центральной и западной частей Равнинного Крыма. В сб.: «Геология и нефтегазоносность Причерноморской впадины», вып. 13. Киев, «Наукова думка», 1967.
3. Богаец А. Т., Плахотный Л. Г., Черняк Н. И. О некоторых чертах геологического развития Равнинного Крыма и Северного Присивашья в раннемеловое время. Геол. сб. Львовск. ун-та, 1966, № 10.
4. Бондаренко В. Г., Апостолова М. Я., Шаповалов М. С. Вулканокластические породы верхнемелового возраста Равнинного Крыма и Керченского полуострова. «Изв. АН СССР», сер. геол., 1967, № 12.
5. Герасимов М. Е., Апареев В. Н. О природе магнитных аномалий Равнинного Крыма в свете перспектив нефтегазоносности. «Геол. журн. АН УССР», 1968, № 4.
6. Каменецкий А. Е. Нижнемеловые отложения Равнинного Крыма. «Тр. ВНИГНИ», 1963, вып. 38.
7. Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова А. А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., «Недра», 1967.

8. Лебединский В. И., Добровольская Т. И. Новые данные о нижнемеловом вулканизме в Горном Крыму. ДАН СССР, 1961, т. 136, № 4.
 9. Лебединский В. М., Макаров Н. Н. Вулканизм Горного Крыма. Киев. Изд-во АН УССР, 1962.
 10. Лучицкий В. И. Петрография Крыма. М., Изд-во АН СССР, 1939.
 11. Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. «Тектоника СССР», т. 2, М., Изд-во АН СССР, 1949.
 12. Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М., Госгеолтехиздат, 1960.
 13. Слудский А. Ф. Гора Карадаг в Крыму и ее геологическое прошлое. «Бюл. МОИП», 1911, т. XXV.
 14. Цейслер В. М. Новые данные по стратиграфии и распространению нижнемеловых отложений в Юго-Западном Крыму. «Изв. высш. учебн. заведений», геология и разведка, 1959, № 3.
 15. Черняк Н. И., Бунич С. Ф. Новые данные о пирокластических породах из альбских отложений Тарханкутского полуострова. ДАН СССР, 1962, т. 146, № 1.
 16. Шаля А. А. О возрасте и происхождении туфогенных песчаников в нижнемеловых отложениях Крыма. «Тр. Моск. геол.-разв. ин-та», 1963, т. 39.
-

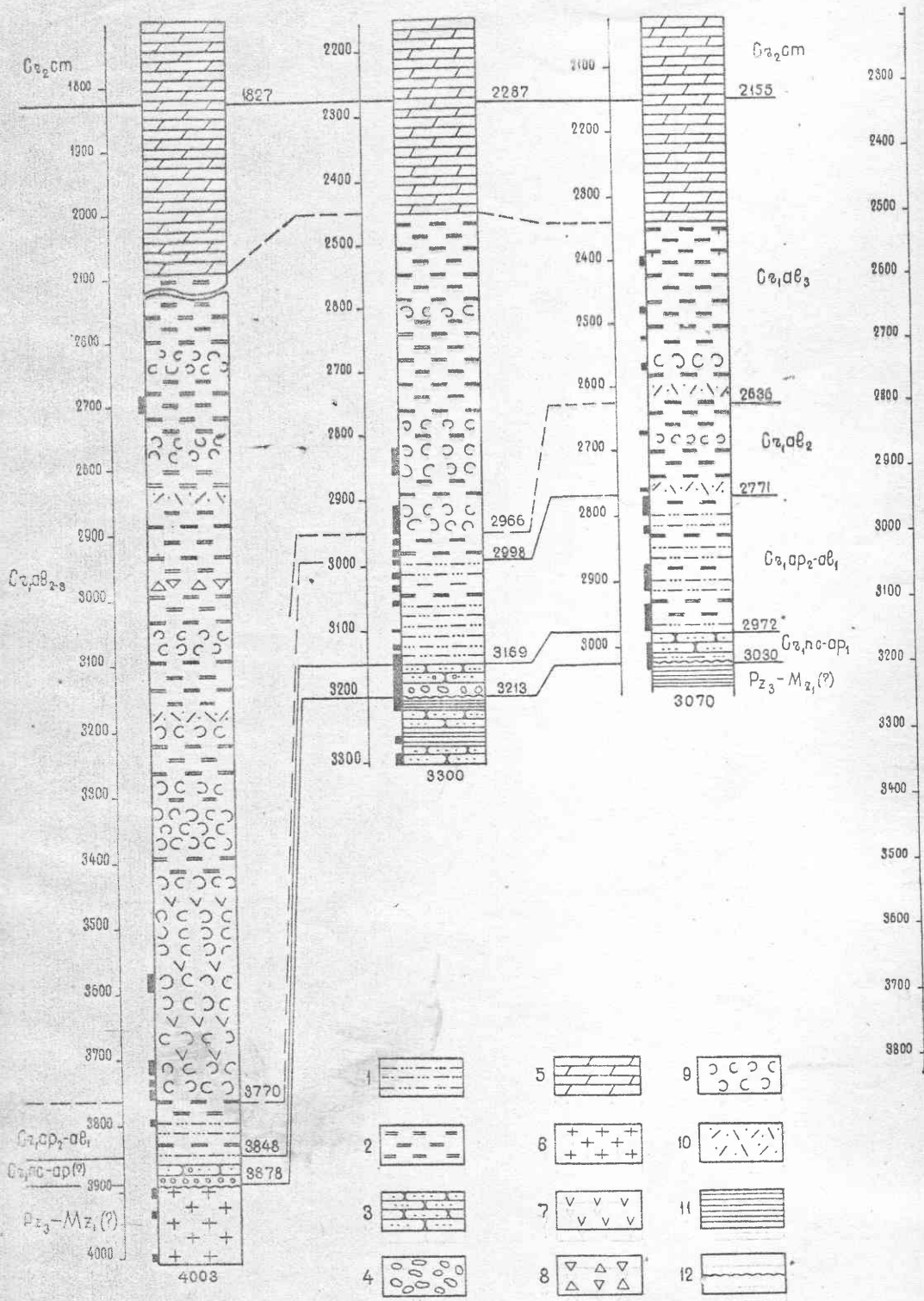
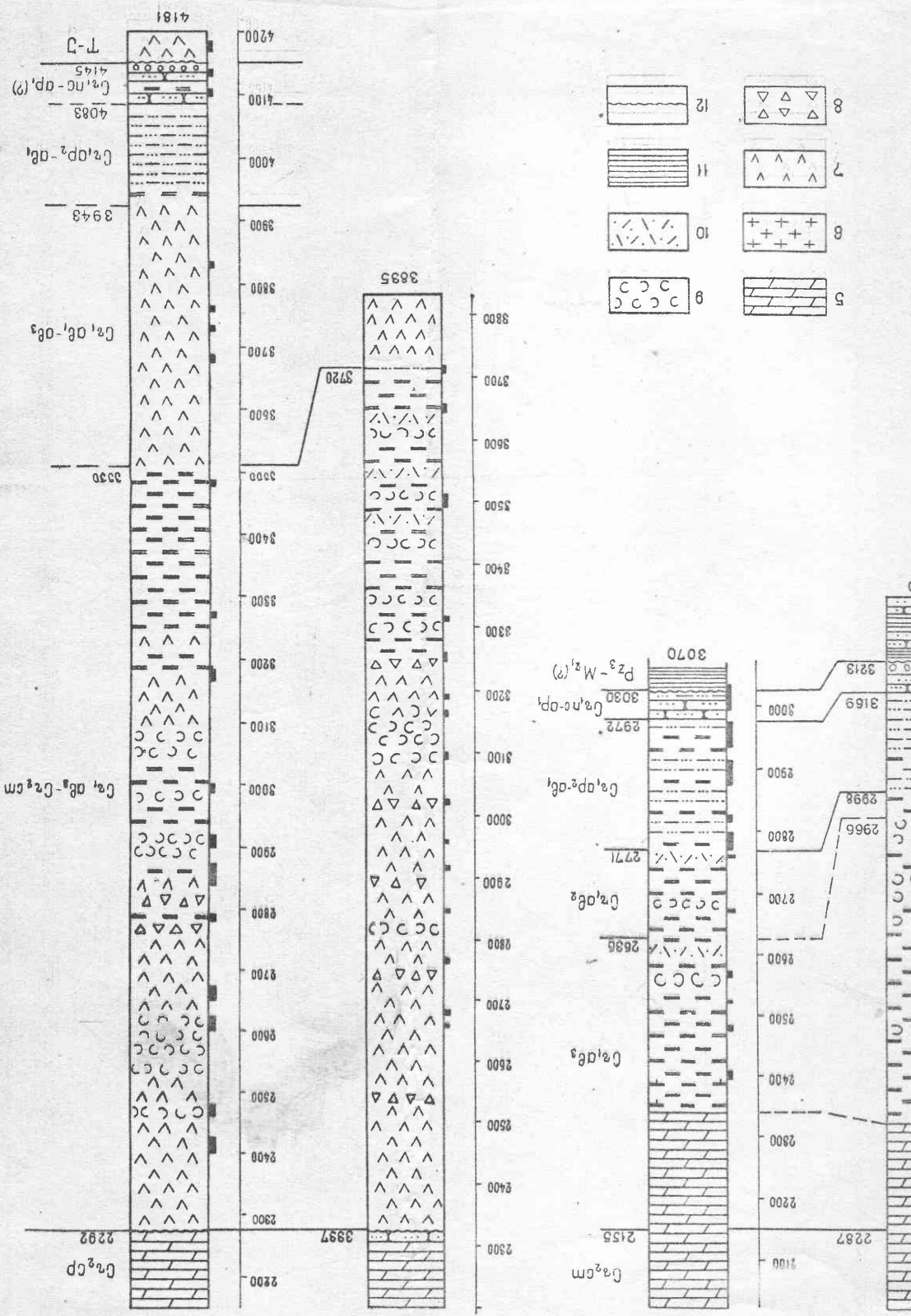


Рис. 1. Схема сопоставления вулканогенно-осадочных пор.

1 — алевролиты; 2 — аргиллиты; 3 — песчаники; 4 — грагидиты; 5 — мергели; 6 — гранодиориты; 7 — ...



ОПРОВОСКАЯ-3

ОПРОВОСКАЯ-4

ОКМЯРЬСКАЯ-4-3

-31