

РАЗДЕЛ 2. ГЕОТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

УДК 552.551.217.1(477.75)

ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ ВЕРХНЕГО ТРИАСА В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО КРЫМА

Лысенко В.И.

*Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Филиал МГУ в
г. Севастополь, Российская Федерация
E-mail: niagara_sev@mail.ru*

В юго-западной части Горного Крыма в породах таврической серии обнаружен Тессельский осадочно-вулканогенный комплекс андезитов верхнего триаса. Установлены породы лавовой, кластолавовой, ксенолавокластической, гиалокластической, гидротермальной и гальмиролитической фаций. Наличие в туфах ксенолитокластов кварцитов, гнейсов и сланцев позволяют считать, что вулкан зародился на участке земной коры с гранитным слоем. На поверхности туфовой толщи находятся карбонатные и кварц-карбонатные плоские бактериальные постройки. Образование построек бактериями шло за счёт переработки палеофлюидов синхронно с формированием пород эффузивной толщи и таврической серии. Позднетриасовый возраст вулканизма в южной зоне Горного Крыма установлен по находкам брахиопод *Worobiella ex gr. caucasica* Dagys и аммонита *Megaphyllites insectus* (Mojsisovics). Гидротермальные изменения пород, наличие сульфидных рудокластов и полисульфидной минерализации позволяют предполагать нахождения рядом крупных рудных тел с полисульфидной минерализацией.

Ключевые слова: гальмиролиз, фрамбоиды, гиалокластиты, литокласты, десквамация, бактериальные постройки, палеофлюиды.

ВВЕДЕНИЕ

В познании палеогеографических условий формирования и истории геологического развития Горного Крыма существенное значение имеют результаты изучения продуктов палеовулканической деятельности в регионе. В предыдущей статье автор [1] дал подробное описание лавовых палеопотоков Тессельского осадочно-вулканогенного комплекса андезитов верхнего триаса [1]. Из-за ограничения объёмов статьи, в неё не вошли результаты изучения пород кластолавовой, ксенолавокластической, гиалокластической, гидротермальной и гальмиролитической фации, которые принимают существенное участие в строении в эффузивно-терригенной толщине палеовулкана. Анализ этого комплекса пород позволяет познать не только историю развития вулканизма в позднем триасе Горного Крыма, но строение глубинных горизонтов региона.

Целью работы является исследование пород кластолавовой, ксенолавокластической, гиалокластической, гидротермальной и гальмиролитической фаций и условий образования эффузивной толщи верхнетриасового Тессельского палеовулкана в Юго-западной части Горного

Крыма. При этом решались задачи по установлению особенностей формирования эффузивной толщи и геологического строения рамы вулкана.

ИЗЛОЖЕНИЕ ОСНОВНОГО МАТЕРИАЛА

В предыдущей статье [1] довольно подробно приводилось географическое положение выходов, исследуемых магматических пород, которые являются самыми западными проявлениями вулканизма Южного берега Крыма [1]. Скальные обнажения выходов эффузивных пород расположены на крутом южном склоне Главной гряды Крыма между скалой Парус и горой Чабан-Таш (оврагом Биюк-Дере) у мыса Сарыч ($44^{\circ}23'38''$ – $44^{\circ}23'54''$ с.ш.; $33^{\circ}46'31''$ – $33^{\circ}46'31''$ в.д.) [1]. В районе исследования выявлено и изучено тридцать пять выходов вулканических пород, которые образуют три прерывистые зоны субширотного простирания: южную; центральную и северную [1]. Вмещающими породами скальных выходов являются глинистые аргиллиты и алевролиты таврической серии. Для этих пород характерны оползневые явления, отмечаемые многими авторами. Возможно, в нижней южной зоне выходы эффузивных пород являются фрагментами оползней. Поэтому, главное внимание автор уделял изучению центральной и северной зон, в состав которых входят 26 обнажений лавовых палеопотоков и туфов. Расстояние между отдельными выходами составляет 30-300 метров. В промежутках находятся овраги различной глубины, которые, возможно, контролируются субмеридиональными разломами. Характерной особенностью выходов вулканических пород является их схожий андезитовый состав и фациальное разнообразие терригенно-туфовых и лавовых толщ. В восточной части центральной зоны и южной отмечаются холмообразные выходы пород лавовых палеопотоков. Их поверхность перекрыта алевролитами и аргиллитами таврической серии, а в западной части породами гиадокластической, кластолавовой и ксенолавокластической фаций. Геологическое строение и петрографическое описание пород лавовых палеопотоков автор привёл в предыдущей своей статье [1].

Современные извержения лавы из вулканов всегда сопровождаются выбросами туфового материала. Подобные отложения встречаются в северной, а также в западной части центральной зон. Эти полигенные фациальные материалы выбросов вулкана в разных зонах, возможно, относятся к разным временным интервалам. Между северной и центральной зонами выходов туфов находится толща пород таврической серии мощностью 40,0- 80,0 м. Можно считать, что более молодые выбросы вулканоогенно-терригенных пород приурочены к северной зоне, а более древние к южной. У них нет различия в петрографическом составе, но имеется разница в фациальных условиях образования, которые отмечают в своей работе Stewart R.J., Natland J.H., Glassley W.R. [2].

На западе центральной зоны встречаются куполовидные выходы фрагментов лавовых палеопотоков, поверхность которых перекрыта туфовыми отложениями мощностью до 20,0 м. В их верхней части встречаются маломощные прослои пород ксенолавокластической, ксеногиадокластической и ксенолитогиадокластической фаций (рис. 1).



Рис. 1. Переслаивание пород кластолавовой, ксенолавокластической, ксеногиалокластической и ксенолитогилалокластической фаций в западной части центральной зоны.

Контакт нижней части туфовой толщи с выше описанными лавами довольно неровный и резкий. Обломочный материал в них составляет более 70% общего объёма туфов. Он представлен витро-кристаллокластами, а также литокластами псефитов различной степени окатанности, формы, размерности и состава. Это своеобразный хаотический комплекс без следов гравитационной сортировки, созданный предположительно катастрофическими процессами вулканических выбросов [3]. Литокластический материал состоит из обломков магматических пород извержения, представленных в основном андезитами, а реже липаритами, дацитами и базальтами. Часто наблюдаются крупные хорошо окатанные валуны андезитов, поверхность которых имеет скорлуповидную отдельность процессов десквамации (рис. 2). Кроме этого встречаются в большом количестве валуны, щебень галька более древних пород, слагавших предположительно жерло и раму палеовулкана. Они иногда занимают более 40% общего объёма туфов. Древние породы представлены кварцевыми песчаниками, чёрными известняками, филлитовидными сланцами, а реже кварцитами, биотит-кварцевыми и альбит-кварц-серицитовыми сланцами, гнейсами и мраморами (рис. 3). На некоторых валунах известняков и мраморов отмечается зона термического осветления. Часто встречаются валуны кварцевых песчаников линзовидной формы с шелушение поверхности процессами десквамации [4] (рис. 4).



Рис. 2. Окатанные валуны андезитов из туфовой толщи с скорлуповидной отдельностью процессов десквамации.



Рис. 3. Валун мрамора в нижней туфовой толще.

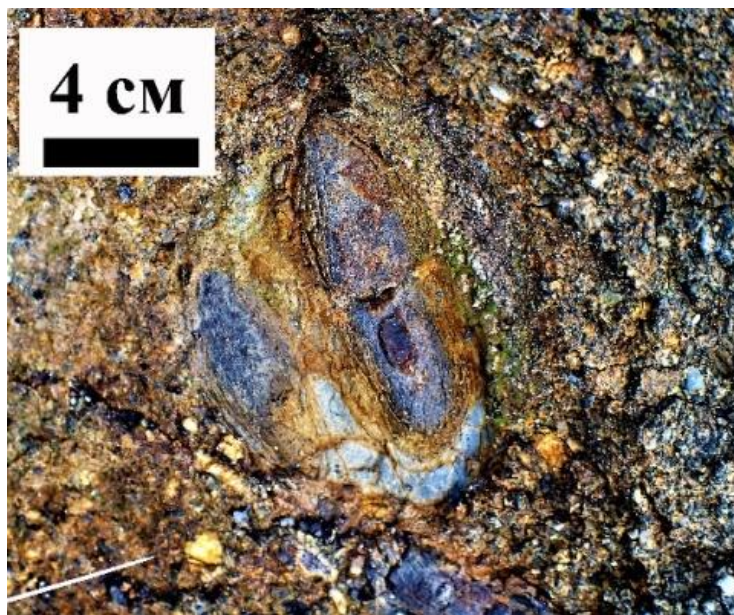


Рис. 4. Линзовидной формы валун кварцевых песчаников с скорлуповидной отдельностью.

Цементом нижней туфовой толщи является пепловый материал вулканического стекла. Он цементирует кристаллы плагиоклаза и кварца, куски лавы андезитов и гиалокластический материал. Плагиоклаз во всей толще представлен сростками белых идиоморфных зональных кристаллов. Полигенный состав литокластов и цемента позволяют отнести данные образования к ксенолитокластитам, образование которых связано с катастрофическими выбросами вулканов [3, 5]. На высокие температуры образования нижней туфовой толщи указывают процессы десквамации на её поверхности (рис. 5), а также находки крупных миндалин халцедона и антраконита размером до 5,0 см. Часть литокластов дацитов и андезитов пиритизированы, а за счет процессов выветривания они покрыты плотной плёнкой гидроокислов железа. Кроме этого, в туфовой толще встречаются вертикальные зоны охры мощностью меньше метра, имеющие меридиональное простирание (рис. 6). Возможно, это следы гальмиролиза на морском дне [6].

Дополнительным отличием обнажений туфовых толщ западной части центральной зоны от других, являются находки на их поверхности многочисленных разно ориентированных «жилых тел» кварц-карбонатных и карбонатных бактериальных построек [7] (рис.7).

Значительная часть «жилых тел» занимает секущее положение относительно грубой слоистости туфов. Обычно, постройки имеют линзовидную плоскую форму размером от 0,5 до 3,0 метров и мощностью 0,5 до 3,0 см. Часто, они разорваны и растянуты древнекиммерийской складчатостью на отдельные блоки [8, 9]. У плоских бактериальных построек довольно резкие контакты с вмещающими породами. Внешняя их поверхность имеет бугорчатое строение и покрыта

ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ ВЕРХНЕГО ТРИАСА В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО КРЫМА

миллиметровой черно-коричневой пленкой гидроокислов железа и марганца. Возможно, это продукты окисления пирита. Часто вмещающие породы на контакте интенсивно пиритизированы. Центральная часть плоских бактериальных построек сложена колломорфными кальцитом и антраконитом. Там же отмечаются прерывистые микролинзочки халцедона, а иногда гнезда кристаллического кварца. В антраконите и кальците под микроскопом можно увидеть многочисленные сростки сферолитов фрамбоидального и колломорфного пирита (рис. 8).

В центральной части, описываемой постройки, были обнаружены трубочки полихет, фораминиферы, гастроподы и брахиоподы (рис. 9), а также пепловый материал вулканического стекла и обломки туфов (рис. 10). На некоторых туфовых обломках вулканического стекла отмечаются следы их бактериального замещения фрамбоидами пирита [10].

В ходе механического истирания плоские карбонатные строения издают запах битумов, а при растворении их в кислоте на поверхности раствора образуется маслянистая пленка нефтепродуктов. На наш взгляд, это является подтверждением, что образование карбонатного материала связано с жизнедеятельностью метанотрофных, метаногенных и сульфатредуцирующих бактерий и архей, существовавших около выходов флюидов метана из пород остывающих туфов [11]. Все это происходило, предположительно, в сероводородной среде при активной вулканической деятельности.



Рис. 5. Следы процессов десквамации на поверхности туфовой толщи.



Рис. 6. Вертикальные зоны охры в туфовой толще.



Рис. 7. Линзовидные «жилльной формы» бактериальные кварц-карбонатные постройки на туфовой поверхности.

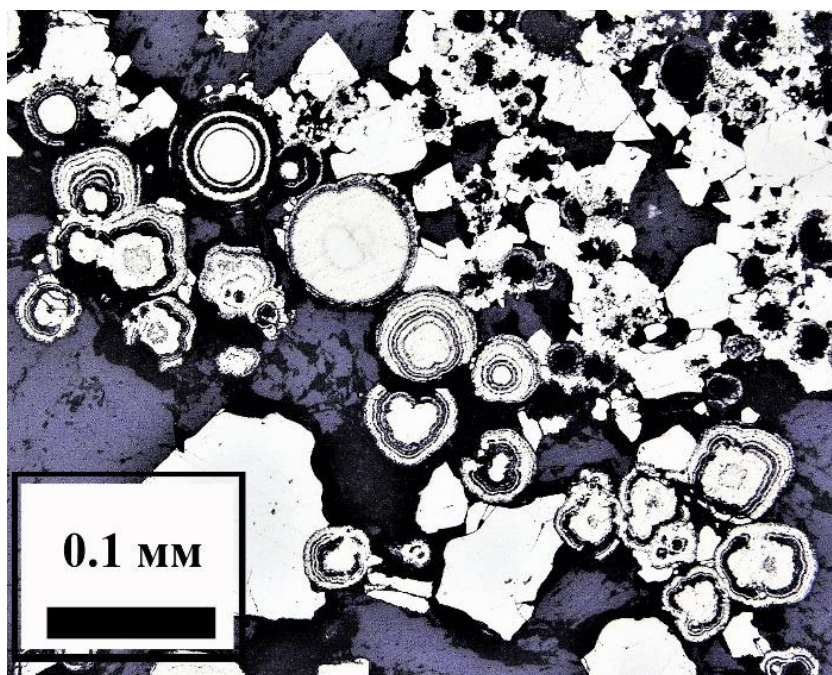


Рис. 8. Многочисленные сростки сферолитов фрамбоидального и колломорфного пирита в микрослоистом антраконите и кальците.

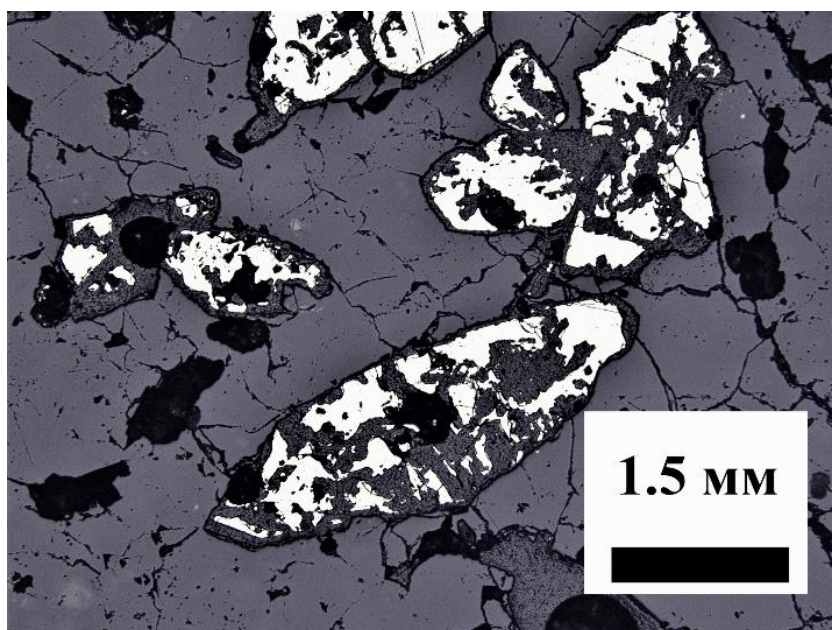


Рис. 9. Отпечатки гастропод в центральной части кварц-карбонатной постройки.

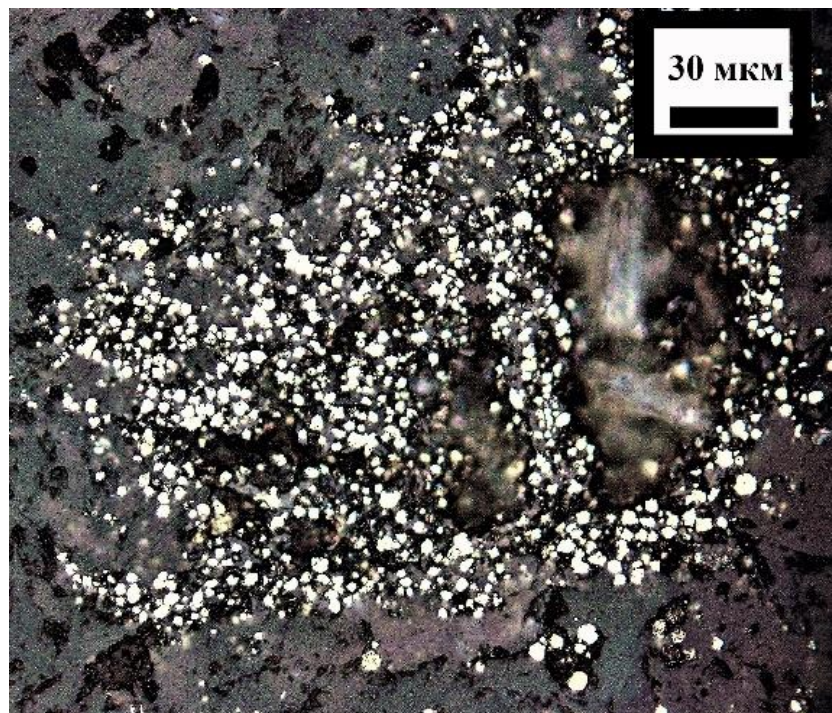


Рис. 10. Фрамбоидальный пирит вокруг туфовых обломков в центральной части кварц-карбонатной постройки.

На западе центральной зоны на нижнем контакте туфов с лавами была найдена биогерма. Она представлена ракушечником брахиопод, который цементирован «жилыми» образованиями кварц-карбонатными и карбонатными бактериальными постройками (рис. 11). В биогерме также обнаружены гастроподы, губки и фораминиферы. Её площадь составляет несколько квадратных метров. В самой биогерме отмечается большое количество крупно глыбового материала эффузивных пород, которые цементированы ракушечником брахиопод и «жилым» карбонатом бактериальных построек. Обломочный материал представлен в основном андезитами. Многие из них интенсивно пиритизированы и гидрослюдазированы. Отдельные из них обломки подверглись процессам выветривания. Так как они находятся в не выветренном материале биогермы, поэтому можно считать, что это следы процессов гальмиролиза. Гидротермальные процессы изменения пород и наличие плоских карбонатных бактериальных построек свидетельствуют, что биогерма образовалась выходов глубинных флюидов.

Верхняя часть вулканогенно-терригенной толщи имеет более сложное фациальное образование. Этот слоистый «пирог», образован породами лавокластической, ксенолавокластической, ксеногиалокластической, туфовой и терригенными фациями. На западе в центральной зоне верхняя толща имеет почти вертикальное падение на восток, а в северной зоне более пологое на север.



Рис. 11. Ракушечный материал брахиопод биогермы цементированный кварц-карбонатными и карбонатными бактериальными постройками полосчатой текстуры чередования коричневого антраконита и белого кальцита. Тонкие створки раковин покрыты плёнкой буро-коричневого и чёрного цветов.

Нижнюю часть толщи составляет поток переслаивания лавокластических и ксенолавокластических пород. Он сложен из крупноглыбового и валунного материала андезитов, дацитов, кварцевых песчаников, кварцитов, известняков, филлитовидных и кварц-биотитовых сланцев цементированных андезитовой лавой (рис. 12). Крупноглыбовый материал в потоке составляет более 60% и не имеет следов гравитационной сортировки. Экзотические обломки древних пород характеризуются хорошей окатанностью, а андезитовый материал имеет плоскую линзовидную форму с заливообразными контактами. Мощность таких образований от 1,0 до 3,0 м. Потоки таких лав повторяются в некоторых разрезах до трёх раз. Они имеют довольно резкие границы с подстилающими и перекрывающими их туфами. Слои туфов имеют незначительную мощность от 1.0 до 3.5 м. В них наблюдается слабая гравитационная дифференциация по разрезу от псаммитов до пелитов. Гравитационная слоистость часто нарушается, что свидетельствует об неоднократном выбросе туфов [3]. В целом породы образованы ксенолитовитрокластической и кристалло-витрокластической разностями обломочного материала (рис. 13).

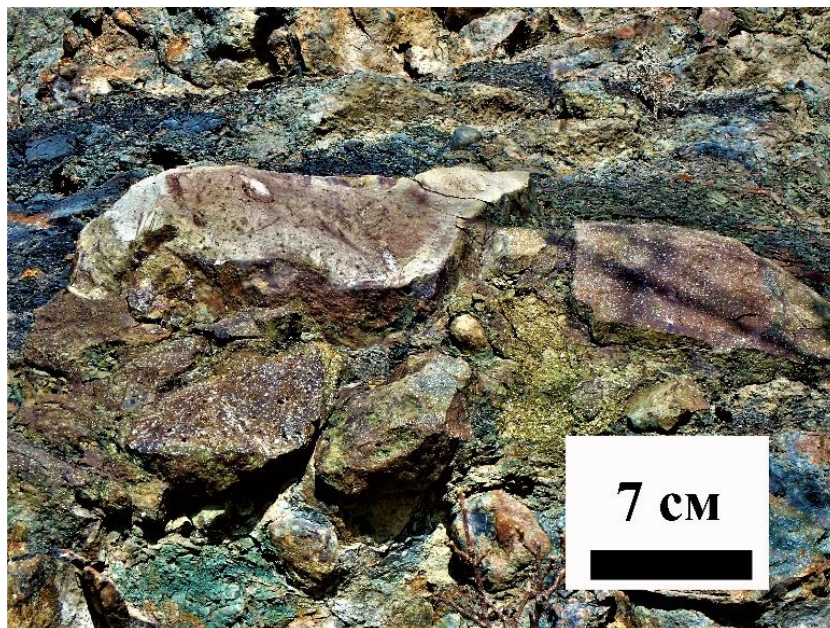


Рис. 12. Крупноглыбовый и валунный материал андезитов, кварцевых песчаников, филлитовидных и кварц-биотитовых сланцев цементированных андезитовой лавой.

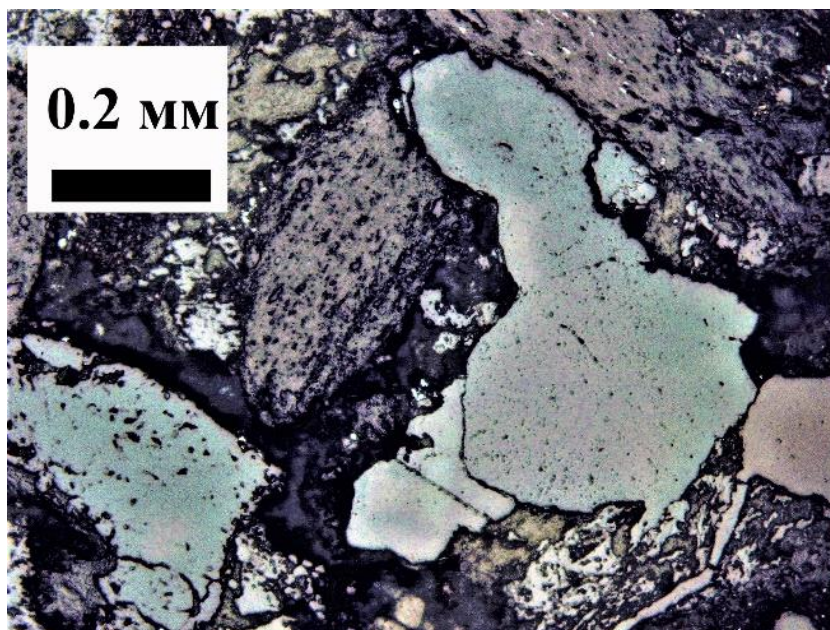


Рис. 13. Ксенолитокласты удлиненной формы без всякой ориентировки в пространстве представлены кварцевыми песчаниками, кварцитами, филлитовидными и кварц-биотитовыми сланцами и кварцем.

Кристаллокласты представлены сростками кристаллов плагиоклаза белого цвета размером до 2,0 мм. Ксенолитокласты удлиненной округлой формы без всякой ориентировки в пространстве представлены кварцем, кварцевыми песчаниками, кварцитами, филлитовидными и кварц-биотитовых сланцами, а также в них встречаются рудокласты сульфидов [12] (рис. 14). Литокласты составляют более 60% породы. Весь обломочный материал цементирован вулканическим стеклом и андезитами с гиалопилитовой структурой.

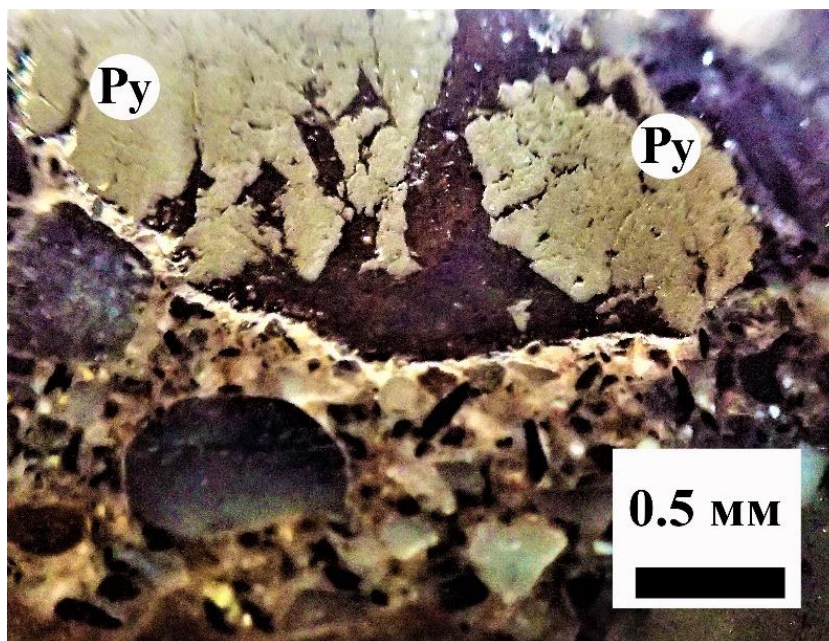


Рис. 14. Рудокласты сульфидов (Py) и ксенолитокласты кварца, кварцевые песчаники, кварциты, и кварц-биотитовые сланцы.

В разрывах туфовой толщи отмечаются прерывистые прослои ксеногиалокластитов. Они представлены спекшимися пемзовым материалом и имеют значительное сходство с игнимбритами (рис. 15). Туфовые породы обладают кристалло-витро-литокластической структурой и характеризуются везикулярными и псевдофлюидальными текстурами. Кристаллокласты представлены в них сростками кристаллов удлиненной формы белого полупрозрачного плагиоклаза и составляют до 20% общего объема породы. (рис. 16). Они имеют хорошо ограниченную форму и размеры от 0,1 до 3,0 мм. Линзовидные литокласты андезитов с заливообразными границами имеют темно-зеленую окраску. Для них характерна гиалопилитовая структура. В литокластах андезитов пространство между мелкими удлиненными идиоморфными лейстами плагиоклаза заполнены темно-зеленым хлоритизированным вулканическим стеклом [13] (рис. 17).



Рис. 15. Прослой гиалокластитов с игнимбритовой текстурой.

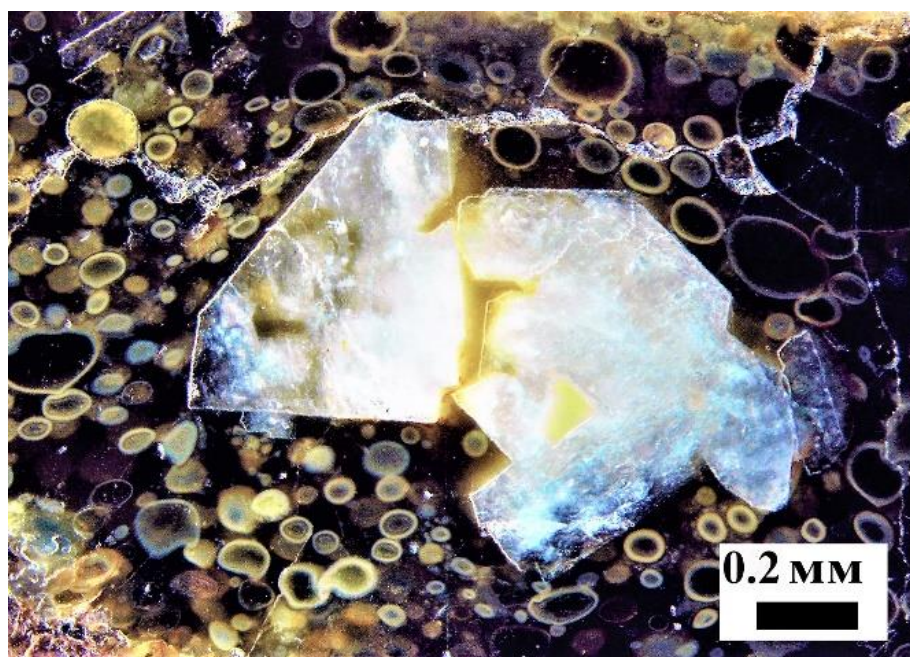


Рис. 16. Сrostок кристаллов белого плагиоклаза в гиалокластитах с везикулярной текстурой.

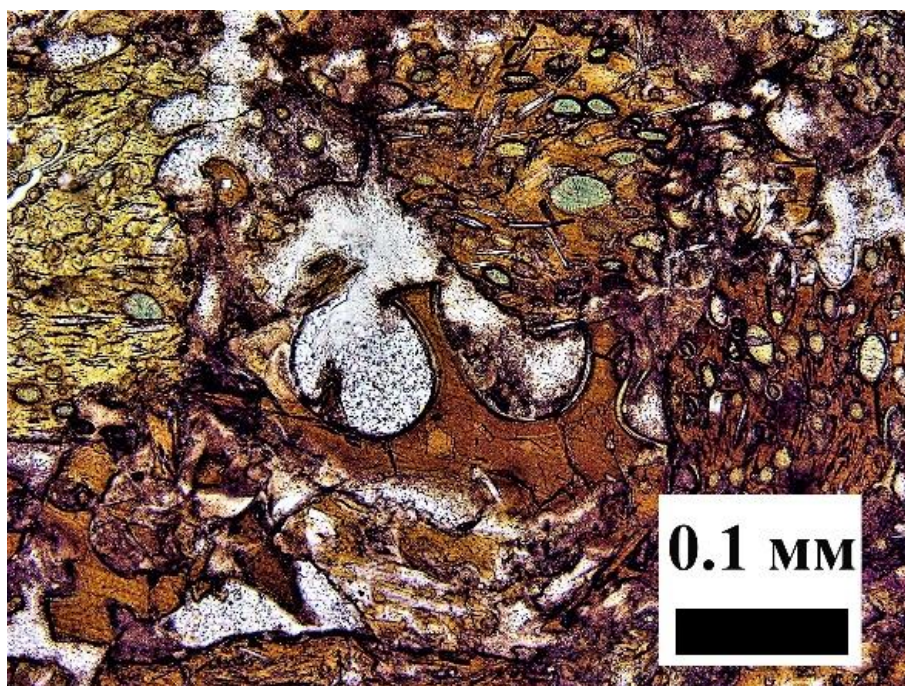


Рис. 17. Гиалокласты переполнены микроминдалинами округлой и эллипсовидной формы, заполненных волокнистым халцедоном, халцедон-кальцитом, кальцитом, цеолитами и хлоритом.

Витрокласты зеленовато-коричневого цвета являются своеобразным цементирующим материалом и имеют фьяммепоподобную форму, которая подчеркивает псевдофлюидальность породы [14]. Лито- и витрокласты переполнены микроминдалинами округлой и эллипсовидной формы, которые занимают более 30% объема породы (рис. 16, 17). Большинство из них заполнены волокнистым халцедоном, реже встречаются миндалины, выполненные кальцит-халцедоном, халцедон-кальцитом, кальцит-хлоритом и хлоритом. В некоторых местах отмечаются процессы замещения витрокластов пиритовой минерализацией [15] (рис. 18). Можно предположить, что формирование этого газонасыщенного материала гиалокластитов происходило в подводных условиях на больших глубинах в результате эксплозивных выбросов и при незначительном удалении от центра извержения.

В восточной части северной зоны Тессельского вулканического поля встречаются маломощные потоки ксенолитогиялокластитов. В них, выше описанный, витрокластический материал с везикулярной текстурой цементирует крупные обломки пиритизированных андезитов (рис.19). В цементе нет следов выветривания, но поверхность обломочного материала покрыта корочкой окислов

железа и марганца. Это дополнительные следы процессов гальмиролиза и гидротермальной проработки пород около центра вулканического аппарата [16].

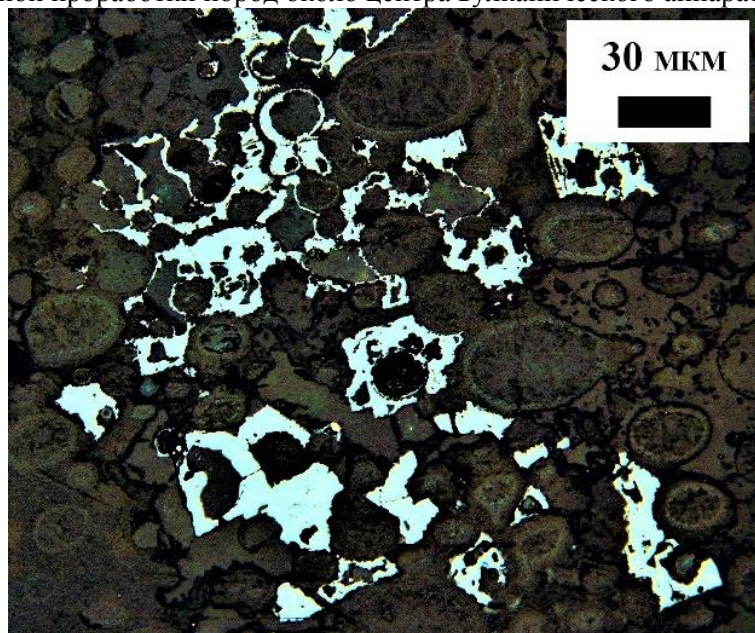


Рис. 18. Замещение витрокластов пиритовой минерализацией.



Рис. 19. Крупные обломки пиритизированных андезитов цементированы витрокластический материалом с везикулярной текстурой.

ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ ВЕРХНЕГО ТРИАСА В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО КРЫМА

Здесь, в восточной части северной зоны встречается прослой ксенолитогиалокластитов, в которых ксенолитокласты представлены обломками неправильной формы лав андезитов и чёрных алевролитов таврической серии (рис. 20). Цементом породы является витрокластический материал с везикулярной текстурой. Образование этих ксенолитогиалокластитов указывает на высокие скорости образования терригенной толщи пород таврической серии в период активной вулканической деятельности в позднем триасе.



Рис. 20. Ксенолитогиалокластиты с обломками лав андезитов и чёрных алевролитов таврической серии.

По результатам изучения Тессельского осадочно-вулканогенного комплекса верхнего триаса было установлено, что он имеет довольно сложное строение. Выходы эффузивных пород представлены образованиями лавовой [1], кластолавовой, ксенолавокластической, ксеногиалокластической, ксенолитогиалокластической, гидротермальной и гальмиролитической фации.

Образование вулканогенного комплекса пород происходило в ходе нескольких извержений. Наблюдается значительный временной интервал между образованием эффузивных пород центральной и северной зон. Имеются некоторые различия в фациальных условиях формирования пород этих зон, что связано с разными типами извержений [3, 17]. По нашим предположениям, самый ранний этап связан с излиянием лавовых палеопотоков андезитов. Из-за высокой вязкости и гидростатического давления палеопотоки имели незначительные размеры и мощность [4].

Верхняя часть туфовой толщи представлена породами, образованными ксенолавокластической, кластолавовой, ксеногиалокластической, ксенолитогиалокластической, и гальмиролитической фаций [18]. Формирование

этого комплекса пород связано эксплозивной взрывной деятельностью вулкана и кратковременными лавовыми потоками, в которых активное участие принимали выбросы газов [19]. Ксенолитокласты более древних пород составляют в этих отложениях более 60% объёма породы и подобный состав туфов описан при извержении вулканов Мерапи (остров Ява, 1930 г.) и Стромболи (1930 г.) [3]. Ксенолитокласты имеют размерность от песчинок до валунов и глыб и представлены кварцевыми песчаниками, чёрными известняками, филлитовидными сланцами, а реже кварцитами, биотит-кварцевыми и альбит- кварц- серицитовыми сланцами, гнейсами и мраморами. Возможно, голтовка валунных и галечных образований связана с обработкой данного материала в жерле вулкана магмой и горячими газами [3]. Материал образования туфовой толщи имел довольно высокие температуры, что доказывают зоны термического осветления в известняках и песчаниках, а также процессы десквамации на поверхности туфов, валунов кварцевых песчаников и андезитов [4, 20]. Следует предположить, что формирование многочисленных «жильных тел» бактериальных кварц-карбонатных и карбонатных построек на поверхности туфовой толщи шло за счёт выделения газа из не остывших ещё обломков литокластов и прогрева погребённых вод палеоокеана Тетис [21, 22]. Образование бактериальных построек происходило в период активной вулканической деятельности или сразу же за ней, что доказывают многочисленные обломки туфов и пепла в них. Возможно, их рост происходил одновременно с образованием туфовой толщи.

А крупные валуны и глыбы литокластов базальтов, дацитов и андезитов имеют одинаковую природу образования, как и наблюдаемые «развалы и осыпи глыб» при подводных съёмках на Восточно-Тихоокеанском поднятии [23]. В тоже время серовато-чёрные филлитовидные сланцы и кварцевые песчаники, составляющие до 10% общего объёма терригенного материала ксенолитокластов, являются «посланниками» больших глубин. Они представлены слабо окатанными плоскими обломками размером от 2,0 до 150,0 мм. По мнению автора, кварцевые песчаники и филлитовидные сланцы имеют большое петрографическое сходство с описанием обломочного материала пород из туфовой толщи верхнего альба Балаклавской котловины, где они участвовали в строении основания вулкана [24]. Подобный материал филлитовидных сланцев был найден при драгировании нижней части Форосского выступа в Черном море и получил название «породы черносланцевой формации» [25]. По данным некоторых исследователей филлитовидные сланцы имеют возраст нижний карбон [25]. Можно сделать вывод, что кварцевые песчаники и филлитовидные сланцы слагают раму нашего вулкана и являются подстилающими породами таврической серии. Ксенолитокласты кварцевых песчаников, чёрных известняков, кварцитов, филлитовидных сланцев, биотит-кварцевых сланцев, альбит- кварц- серицитовых сланцев, гнейсов и мраморов в туфовой толще являются материалом, выброшенным из жерла вулкана. Эти метаморфические породы, вынесенные «природной глубинной скважиной» [3] на поверхность, позволяют считать, что центр Тессельского палеовулкана находился на континентальном участке земной коры с гранитным слоем.

Формирование эффузивной толщи Тессельского палеовулкана происходили в морской среде океана Тетис под контролем гидростатического давления. На это указывают находки биогермы брахиопод, плоских и трубчатых бактериальных построек на поверхности туфовой толщи [25], многочисленные следы десквамации, а также следы процессов гальмиролиза в туфовой толще и обломочном материале биогермы. Вулканизм позднего триаса происходил на средних-больших глубинах океана. Это подтверждается условиями формирования аргиллитов и алевролитов таврической серии, а также многочисленные находки тонкостенной фауны и следы высокой газонасыщенности ксеногиалокластов и риодацитов на поверхности лав [4].

Находки фауны биогермы на поверхности палеопотока, позволили уточнить вопрос возраста вулканизма и вмещающих пород таврической серии. На формирование постройки биогермы во время вулканической деятельности, указывают её контакты с лавами и туфами, а также включения обломков эффузивных пород. Брахиоподы в биогерме имеют довольно разнообразный видовой состав. Сложность их определения связаны с процессами диагенеза породы. По предварительным результатам значительную часть брахиопод можно отнести к виду *Worobiella ex gr. saucasica* Dagys, которые имеют возраст норийский век [26, 27]. Определения выполнены кандидатом геолого-минералогических наук Ю.С. Репиным. Выше биогермы в прослое черных песчаных известняков с включениями микрополосчатых строматолитов были обнаружены отпечатки моллюсков, брахиопод и раковина аммонита. По результатам определения профессора доктора геолого-минералогических наук В.В. Аркадьева из СПб ГУ, найденный аммонит относится к *Megaphyllites insectus* (Mojsisovics), и его возраст норийский век верхнего триаса [28]. Полученные данные подтверждают результаты исследования наших корифеев геологов, которые они проводили в начале XX века [8, 9, 26, 28]. Находки отпечатков фауны в тот период позволили им считать, что породы таврической серии в этом регионе представлены отложениями корнийского и норийского ярусов верхнего триаса. Возможно, наши результаты возраста вулканитов косвенно подтверждают данные изучения цирконов из терригенной толщи Юго-западного Крыма. Часть цирконов из пород нижнего мела имеют возраст позднего триаса [29].

Горного Крыма. Данные результаты требуют ревизии некоторых вопросов истории развития и палеогеографических условий формирования Горного Крыма. Возможно, вулканизм в позднем триасе в южной зоне Горного Крыма имел более широкое распространение, чем принято считать в наше время. Доказательством такого предположения являются геофизические аномалии в регионе и результаты бурения скважин № 1кч и 2кч [30]. Они были пробурены в 60-х годах XX века в центральной части Качинского поднятия. На глубинах более 2000 метров они вскрыли четыре интервала магматических пород мощностью от 50 до 150 метров. Вмещающими породами магматических тел являются алевролиты и аргиллиты таврической серии [30].

ВЫВОДЫ

По результатам наших исследований впервые установлено наличие вулканизма в западной части южной зоны Горного Крыма в позднем триасе. Тессельский осадочно-вулканогенный комплекс представлен породами лавовой, кластолавовой, ксенолавокластической, гиадокластической, гидротермальной и гальмиролитической фаций. Возможно, существовал временной перерыв между формированием эффузивных пород центральной и северной зон.

На раннем этапе преобладали излияния лавовых потоков андезитов, позже шло образование туфовой толщи, процессами кратковременных извержений лав и с взрывной деятельностью. В туфах ксенолитокласты более древних пород представлены кварцевыми песчаниками, чёрными известняками, кварцитами, гнейсами, мраморами и филлитовидными, биотит-кварцевыми, альбит-кварц-серицитовыми сланцами. Они являются материалом, который был выброшен из жерла вулкана за счёт разрушения его стенок. Такой набор метаморфических пород позволяет считать, что Тессельский вулкан зародился на участке земной коры с гранитным слоем. Возможно, его рама заложена в блоке, сложенного филлитовидными сланцами и кварцевыми песчаниками. Эти породы преобладают в составе литокластического материала.

Центр извержения Тессельского вулкана, по нашему мнению, находится к северу от южных обрывов Главной гряды под отложениями средней и верхней юры. На поверхности лав и туфовой толщи обнаружены карбонатные, сульфидно-карбонатные и карбонат-кварц-сульфидные трубчатые и плоские бактериальные постройки. Находки в них туфового вещества, вулканического стекла и рудной сульфидной минерализации доказывают, что образование построек бактериями шло за счёт палеофлюидов синхронно с застыванием пород эффузивной толщи и формированием таврической серии. Находки на поверхности лав биогерм брахиопод *Worobiella* ex gr. *caucasica* Dagys, а в разрезе аммонита *Megaphyllites insectus* (Mojsisovics) указывают норийский возраст вулканизма в южной зоне Горного Крыма.

Гидротермальные изменения пород в туфовой толще, наличие сульфидных рудокластов и полисульфидной минерализации в бактериальных постройках позволяют предполагать нахождения вблизи центрального аппарата Тессельского вулкана крупных рудных тел с полисульфидной и золоторудной минерализацией.

Автор благодарит за консультации и оказанную помощь в изучении пород профессора и члена корреспондента РАН В.В. Масленникова, а за определение фауны профессора доктора геолого-минералогических наук В.В. Аркадьева и кандидата геолого-минералогических наук Ю.С. Репина.

Список литературы

1. Лысенко В.И. Лавовые палеопотоки триасового вулканизма в Юго-западной части Горного Крыма // Ученые записки Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского. География. Геология. 2019. Т. 7. № 3. С. 72–98.

ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ ВЕРХНЕГО ТРИАСА В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО КРЫМА

2. Stewart R.J., Natland J.H., Glassley W.R. Petrology of volcanic rocks recovered on DSDP Leg 19 from the North Pacific ocean and the Bering Sea // Initial Reports of the DSDP. 1973. Vol.19. P.615–627.
3. Макдональд Г. Вулканы. М.: Мир, 1975. 431 с.
4. Кориневский В.Г. Эффузивы Урала. Екатеринбург.: Уральский Ц АО, 2014. 216 с.
5. Селиверстов Н.И., Авдейко Г.П., Иваненко А.Н., Шкира В.А. Новый подводный вулкан в западной части Алеутской островной дуги // Вулканология и сейсмология. 1986. №4. С.3–16.
6. Hannington M.D., Jonasson I.R., Herzig P.M., Petersen S. Physical, chemical processes of seafloor mineralization at mid-ocean ridges // Seafloor hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological and Geological Interactions. Geophys. Monograph, Washington, DC: Am. Geophys. Union, 1995. V. 91. P. 115–157.
7. Лысенко В.И., Садыков С.А., Литау В.А. Морфология и изотопный состав сульфидно-карбонатных построек эффузивных пород верхнего триаса юго-западной части Горного Крыма // Металлогения древних и современных океанов-2017. Четверть века изучения субмаринных месторождений. Миасс.: ИМин УрО РАН, 2019. С. 277–281.
8. Пчелинцев В.Ф. Киммериды Крыма. М.: Наука, 1966. 126 с.
9. Муратов М.В. О стратиграфии триасовых и нижнеюрских отложений Крыма // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1959. № 11. С. 31–41.
10. Yagodinski G.M., Volynets O.N., Koloskov A.V., Seliverstov N.I., Matveenkov V.V. Magnesial andesites and the subduction component in a strongly calcalkaline series at Piip volcano, far western Aleutians // J. Petrol. 1994. Vol.35. Pt.1. P.163–204.
11. Малышев А.И. Жизнь вулкана. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 260 с.
12. Жабин А.Г. Скорость литификации сульфидных вулканогенно-осадочных руд и возникновение рудокластов // Бюллетень МОИП, отд. Геол. 1978. №4. С.118–129.
13. Селиверстов Н.И., Торохов П.В., Баранов Б.В. Подводный вулкан Пийпа: структурно-тектонический контроль, геологическое строение и гидротермальная активность // Вулканология и сейсмология. 1995. № 2. С. 50–71.
14. Avdeiko G.P., Volynets O.N., Antonov A.Yu., Tsvetkov A.A. Kurile Island Arc volcanism: structural and petrological aspects // Tectonophysics. 1991. V. 199. P. 271–287.
15. Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчедановых палеогидротермальных полей. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. 348 с.
16. Масленников В.В., Зайков В.В. Продукты разрушения и окисления придонных сульфидных построек на дне Уральского палеоокеана // Докл. АН СССР. Т. 319. 1991. № 6. С. 1434–1437.
17. Ботвинкина Л.Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М.: Наука, 1974. 318 с.
18. Сафонов В.Г. Структуры гиадокластиков и механизм подводных извержений // Современные проблемы морской геологии. М., 1980. Т. 1. С. 108–109.
19. Сагалевиц А.М., Торохов П.В., Матвеев В.В., Галкин С.В., Москалев Л.И. Гидротермальные проявления подводного вулкана Пийпа (Берингово море) // Изв. РАН. Сер. геологическая. 1992. №9. С.104–114.
20. Башарина Л.А. Экзальции базальтовых и андезитовых лав камчатских вулканов // Современный вулканизм. М.: Наука, 1966. С. 139–145.
21. Seliverstov N.I., Torokhov P.V., Egorov Yu.O., Dubrovsky V.N., Taran Yu.A., Kokarev S.G. Active seeps and carbonates from the Kamchatsky Gulf (East Kamchatka) // Bull. Geol. Soc. of Denmark. 1994. V.41. P. 50–54.
22. Баранов Б.В., Матвеев В.В., Сагалевиц А.М. Гидротермальные постройки подводного вулкана Пийпа // Природа. 1991. № 2. С. 54–61.
23. Марков Ю.Д., Мержеровский А.В., Ващенко Н.Г. Металлоносные осадки активной зоны рифта Восточно-Тихоокеанского поднятия // Тихоокеанская геология. 2004. Т.23, № 5. С. 40–53.
24. Лысенко В.И. Геологическая история развития мелового вулканизма в Юго-западе Крыма по результатам изучения терригенно-вулканогенной толщи верхнего альба Балаклавской котловины // Электронное научное издание «Альманах Пространство и Время». 2016. Т. 11. № 1.
25. Шнюков Е.Ф., Щербаков Е.Е., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев.: «Чернобыльинформ», 1997. 287 с.

26. Моисеев А.С. О фауне и флоре триасовых отложений долины р. Салгир в Крыму // Изв. Всес. Геол.-Разв. Объединения. LI. 1932. Вып. 39. С. 1–14.
27. Дагис А. С., Дагис А. А., Казаков А. М., Курушин Н. И. Граница нижнего и среднего триаса на севере Средней Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 360 с.
28. Астахова Т.В. Палеонтологическая характеристика триасовых отложений Крыма // Палеонтологический сборник. 1972. Вып. 2. № 9. С. 57–63.
29. Nikishin A.M., Khotylev A.O. Bychkov A.Y. Cretaceous Volcanic Belts and the Evolution of the Black Sea Basin // Moscow university Geology Bulletin. 2013. Vol 68. № 03. pp. 141–154.
30. Иванов В.И. Чайковский Б.И. и др. «Отчет по ГТК в м 1:50000 Западной части Горного Крыма, Байдарский р-н в пределах листов L – 36 – 128 – А, Б, В, Г» - 1978-1981. (Фондовый материал КП «Южэкогеоцентр»).

CHARACTERISTIC OF THE VOLCANOGENIC THICKNESS OF THE UPPER TRIAS IN THE SOUTH-WESTERN PART OF MOUNTAIN CRIMEA

Lysenko V.I.

Moscow State University M.V. Lomonosov Moscow State University Branch in Sevastopol, Russian Federation

E-mail: niagara_sev@mail.ru

The results of studying the products of paleovolcanic activity in the region are essential in understanding the paleogeographic conditions of the formation and history of the geological development of the Crimean Mountains.

The aim of the study is the rocks of the clastolava, xenolavoclastic, hyaloclastic, hydrothermal, halmirolytic facies and the conditions for the formation of the effusive strata of the Upper Triassic of the Tesselsky paleovolcano in the southwestern part of the Crimean Mountains.

According to research, the presence of volcanism in the western part of the southern zone of the Crimean Mountains in the Late Triassic was established for the first time. The Tessel sedimentary-volcanogenic complex is represented by rocks of lava, clastolava, xenolavoclastic, hyaloclastic, hydrothermal and halmirolytic facies. There was a temporary break between the formation of effusive rocks of the central and northern zones. At an early stage, outpourings of lava flows of andesites prevailed, later the formation of a tuff stratum took place, with processes of short-term eruptions of lavas and with explosive activity. The tumbling of boulder and pebble formations of tuffs is associated with magma treatment in the volcano's vent. High temperatures of formation of the tuff stratum are proved by thermal quenching and desquamation processes. Xenolithic clasts are represented by quartz sandstones, quartzites, gneisses, marbles and schists. A set of metamorphic rocks suggests that the Tesselsky volcano originated in the crust with a granite layer.

The formation of the effusive stratum took place in the marine environment of the Tethys Ocean under the control of hydrostatic pressure. This is indicated by the findings of the bioherma of brachiopods, flat and tubular bacterial structures on the surface of the tuff stratum, numerous traces of desquamation, as well as traces of halmirolysis in the tuff stratum and clastic material of the bioherm. The conditions for the formation of mudstones and siltstones of the Tauride series, the discovery of thin-walled fauna, and traces of gas saturation of xenogialoclasts indicate significant depths of the ocean.

ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ ВЕРХНЕГО ТРИАСА В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО КРЫМА

Carbonate, sulfide-carbonate and carbonate-quartz-sulfide tubular and flat bacterial structures were found on the surface of lavas and tuff strata. Findings of tuff substance, volcanic glass and ore sulfide mineralization in them prove that the formation of buildings by bacteria was due to paleofluids simultaneously with the solidification of the rocks of the effusive stratum and the formation of the Tauride series.

Findings on the surface of lavas bioherms of brachiopods *Worobiella ex gr. caucasica* Dagys, and in the context of ammonite *Megaphyllites insectus* (Mojsisovics) indicate the Norian age of volcanism in the southern zone of the Crimean Mountains.

The eruption center of the Tessell volcano is located at a slight distance north of the central one under the deposits of the Middle and Upper Jurassic. This is confirmed by the data of geophysical studies and the processes of hydrothermal rock changes.

The presence of sulfide ore clusters, polysulfide mineralization in bacterial structures, and hydrothermal rock changes in the tuff stratum suggest that large ore bodies with polysulfide and gold ore mineralization are located near the central apparatus of the Tessell volcano.

Keywords: volcano, lavas, tuffs, andesites, peperites, tubular structures, paleofluids.

References

1. Lysenko V.I. Lavovye paleopotoki triasovogo vulkanizma v YUgo-zapadnoj chasti Gornogo Kryma (Lava paleostreams of Triassic volcanism in the southwestern part of the Crimean Mountains). *Uchenye zapiski Krymskogo federal'nogo universiteta im. V.I. Vernadskogo. Geografiya. Geologiya*, 2019, Vol. 7, no 3, pp. 72–98. (in Russian).
2. Stewart R.J., Natland J.H., Glassley W.R. Petrology of volcanic rocks recovered on DSDP Leg 19 from the North Pacific ocean and the Bering Sea. *Initial Reports of the DSDP*, 1973, Vol.19, pp. 615–627. (in English).
3. Makdonal'd G. Vulkany (Volcanoes). M.: Mir (Publ.), 1975, 431 p. (in Russian).
4. Korinevskij V.G. Effuzivny Urala (The effusive of the Urals). Ekaterinburg.: Ural'skij C AO (Publ.), 2014, 216 p. (in Russian).
5. Seliverstov N.I., Avdejko G.P., Ivanenko A.N., Shkira V.A. Novyj podvodnyj vulkan v zapadnoj chasti Aleutskoj ostrovnogoj dugi (A new underwater volcano in the western part of the Aleutian island arc). *Vulkanologiya i seismologiya*, 1986, no 4, pp. 3–16. (in Russian).
6. Hannington M.D., Jonasson I.R., Herzig P.M., Petersen S. Physical, chemical processes of seafloor mineralization at mid-oceanridges. *Seafloor hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological and Geological Interactions*. Geophys. Monograph, Washington, DC: Am. Geophys. Union, 1995, V. 91, pp 115–157. (in English).
7. Lysenko V.I., Sadykov S.A., Litau V.A. Morfologiya i izotopnyj sostav sul'fidno-karbonatnyh postroek effuzivnyh porod verhnego triasa yugo-zapadnoj chasti Gornogo Kryma (Morphology and isotopic composition of sulfide-carbonate structures of effusive rocks of the Upper Triassic of the southwestern part of the Crimean Mountains). *Metallogeniya drevnih i sovremennyh okeanov-2017. Chetvert' veka izuchenij submarinnyh mestorozhdenij*. Miass: IMin UrO RAN (Publ.), 2019, p. 277–281. (in Russian).
8. Pchelincev V.F. Kimmeridy Kryma (Kimmerids of Crimea). M.: Nauka (Publ.), 1966. 126 p. (in Russian).
9. Muratov M.V. O stratigrafii triasovyh i nizhneyurskih otlozhenij Kryma (On the stratigraphy of the Triassic and Lower Jurassic deposits of the Crimea). *Izv. VUZov. Geologiya i razvedka*, 1959, no 11, pp. 31–41. (in Russian).
10. Yogodinski G.M., Volynets O.N., Koloskov A.V., Seliverstov N.I., Matveenko V.V. Magnesial andesites and the subduction component in a strongly calcalkaline series at Piip volcano, far western Aleutians. *J. Petrol.*, 1994, Vol.35, Pt.1, P.163–204. (in English).
11. Malyshev A.I. Zhizn' vulkana (The life of the volcano). Ekaterinburg: UrO RAN (Publ.), 2000, 260 p. (in Russian).

12. Zhabin A.G. Skorost' litifikacii sul'fidnyh vulkanogenno-osadochnykh rud i vozniknovenie rudoklastov (The rate of lithification of sulfide volcanic-sedimentary ores and the occurrence of oreclasts). Byulleten' MOIP, otd. Geol., 1978, no 4, pp.118–129. (in Russian).
13. Seliverstov N.I., Torohov P.V., Baranov B.V. Podvodnyj vulkan Pijpa: strukturno tektonicheskij kontrol', geologicheskoe stroenie i gidrotermal'naya aktivnost' (Piipa Underwater Volcano: structural tectonic control, geological structure and hydrothermal activity). Vulkanologiya i sejsmologiya, 1995, no 2, pp. 50–71. (in Russian).
14. Avdeiko G.P., Volynets O.N., Antonov A.Yu., Tsvetkov A.A. Kurile Island Arc volcanism: structural and petrological aspects. Tectonophysics, 1991, v.199, P.271–287. (in English).
15. Maslennikov V.V. Sedimentogenez, gal'miroliz i ekologiya kolchedanonosnyh paleogidrotermal'nyh polej (Sedimentogenesis, halmirolysis and ecology of pyritiferous paleohydrothermal fields). Miass: IMin UrO RAN (Publ.), 1999, 348 p. (in Russian).
16. Maslennikov V.V., Zajkov V.V. Produkty razrusheniya i okisleniya pridonnyh sul'fidnyh postroek na dne Ural'skogo paleookeana (Destruction and oxidation products of bottom sulphide structures at the bottom of the Ural Paleo-Ocean). Dokl. AH SSSR, 1991, T. 319, no 6, pp. 1434–1437. (in Russian).
17. Botvinkina L.N. Geneticheskie tipy otlozhenij oblastej aktivnogo vulkanizma (Genetic types of deposits of areas of active volcanism). M.: Nauka (Publ.), 1974, 318 p. (in Russian).
18. Safonov V.G. Struktury gialoklastitov i mekhanizm podvodnyh izverzenij (Structures of hyaloclasts and the mechanism of underwater eruptions). Sovremennye problemy morskoy geologii. M., 1980, T. 1, pp. 108–109. (in Russian).
19. Sagalevich A.M., Torohov P.V., Matveenkov V.V., Galkin S.V., Moskalev L.I. Gidrotermal'nye proyavleniya podvodnogo vulkana Pijpa (Beringovo more) (Hydrothermal manifestations of the underwater volcano Piipa (Bering Sea)). Izv. RAN. Ser. Geologicheskaya, 1992, no 9, pp.104–114. (in Russian).
20. Basharina L.A. Eksgalyacii bazal'tovyh i andezitovyh lav kamchatskih vulkanov. Sovremennyy vulkanizm (Exhalations of basalt and andesitic lavas of Kamchatka volcanoes). M.: Nauka (Publ.), 1966, pp. 139–145. (in Russian).
21. Seliverstov N.I., Torokhov P.V., Egorov Yu.O., Dubrovsky V.N., Taran Yu.A., Kokarev S.G. Active seeps and carbonates from the Kamchatsky Gulf (East Kamchatka). Bull. Geol. Soc. of Denmark, 1994, V.41, pp. 50–54. (in English).
22. Baranov B.V., Matveenkov V.V., Sagalevich A.M. Gidrotermal'nye postrojki podvodnogo vulkana Pijpa (Hydrothermal structures of the underwater volcano Piipa). Priroda, 1991, no 2, pp. 54–61. (in Russian).
23. Markov Yu.D., Mozherovsky A.V., Vaschenkova N.G. Metallonosnye osadki aktivnoj zony rifta Vostochno-Tihookeanskogo podnyatiya (Metalliferous sediments of the rift zone of the East Pacific Rise). Pacific Geology, 2004, Vol. 23, no. 5, pp. 40–53. (in Russian).
24. Lysenko V.I. Geologicheskaya istoriya razvitiya melovogo vulkanizma v Yugo-zapadom Krymu po rezul'tata izucheniya terrigenno-vulkanogennoj tolshchi verhnego al'ba Balaklavskoj kotloviny (The geological history of the development of Cretaceous volcanism in the south-west of Crimea based on the study of the terrigenous-volcanogenic stratum of the upper alb of the Balaklava depression). Elektronnoe nauchnoe izdanie «Al'manah Prostranstvo i Vremya», 2016, T. 11, no 1. (in Russian).
25. Shnyukov E.F., Shcherbakov E.E., Shnyukova E.E. Paleooostrovnyaya duga severa Chernogo moray (Paleo-island arc of the north of the Black Sea). Kiev: «Chernobyl'inform» (Publ.), 1997, 287 p. (in Russian).
26. Moiseev A.S. O faune i flore triasovyh otlozhenij doliny r. Salgir v Krymu (On the fauna and flora of the Triassic deposits of the river valley. Salgir in Crimea). Izv. Vses. Geol.-Razv. Ob"edineniya. LI., 1932, Vyp. 39, pp. 1–14. (in Russian).
27. Dagis A. S., Dagis A. A., Kazakov A. M., Kurushin N. I. Granica nizhnego i srednego triasa na severe Srednej Sibiri (The border of the Lower and Middle Triassic in the north of Central Siberia). L.: Gostoptekhizdat (Publ.), 1959, 360 p. (in Russian).
28. Astahova T.V. Paleontologicheskaya karakteristika triasovyh otlozhenij Kryma (Paleontological characteristics of the Triassic sediments of the Crimea). Paleontologicheskij sbornik, 1972, Vyp. 2, 1972, pp. 57–63. (in Russian).
29. Nikishin A.M., Khotylev A.O. Bychkov A.Y. Cretaceous Volcanic Belts and the Evolution of the Black Sea Basin. Moscow university Geology Bulletin, 2013, Vol 68, no 03, pp. 141–154. (in English).

ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ ВЕРХНЕГО ТРИАСА В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО КРЫМА

30. Ivanov V.I. Chajkovskij B.I. i dr. «Otchet po GGK v m 1:50000 Zapadnoj chasti Gornogo Kryma, Bajdarskij r-n v predelah listov L – 36 – 128 – A, B, V, G» - 1978-1981. (Fondovyy material KP «Yuzhekoгеocentr») (Report on the GGC in m 1: 50,000 of the Western part of the Mountain Crimea, Baidar district, within sheets L - 36 - 128 - A, B, C, D" - 1978-1981. (Stock material of KP "South-Geocoгеocenter")) (in Russian).