



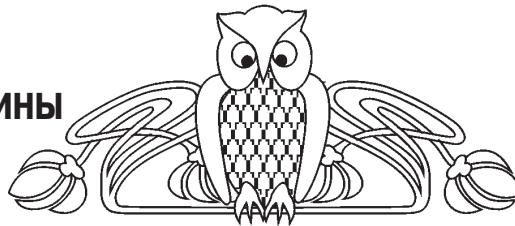
УДК [551.21+551.735.1(282.255.32)]

РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ВУЛКАНИЗМ НА ЮГО-ВОСТОКЕ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Я. А. Рихтер¹, А. П. Пронин²

¹ Саратовский государственный университет
E-mail: tyr2760@yahoo.com

² ТОО «Компания Жаһап», г. Атырау, Казахстан
E-mail: kcr@zhahancompany.kz



Проблема палеозойского вулканизма юго-востока Прикаспийской впадины, несмотря на ее актуальность, осталась нерешенной. Полученные авторами результаты наиболее удовлетворительно объясняются с позиций тектоники плит как свидетельства субдукции и последующей коллизии, создавшей юго-восточное обрамление Прикаспийской впадины.

Ключевые слова: вулканогенный флиш, тейроиды, аккреционная призма, вулканическая серия, субдукция.

The Early Carboniferous Volcanism in the Southeastern Precaspian Depression

Ya.A. Richter, A. P. Pronin

The problem of Paleozoic volcanism in the southeastern Precaspian depression remains unsolved despite its relevance. Obtained by the authors results can be most adequately explained from the plate tectonics standpoint as the evidence of subduction and subsequent collision that created the Precaspian Basin southeastern framing.

Key words: volcanogenic flysch, tephroids, accretionary prism, volcanic series, subduction.

DOI: 10.18500/1819-7663-2015-15-4-55-66

Долгое время само упоминание вулканогенных пород в контексте с геологией Прикаспийской впадины, не говоря уже о признании роли вулканизма в ее геологической истории, многим могло показаться нарочитым и парадоксальным, настолько это не соответствовало принятым представлениям. Тем не менее вулканические породы вовсе не случайны и не экзотичны для этой огромной структуры, они находят свое место в общей картине.

Присутствие вулканических пород среднего-позднего палеозоя на юго-востоке Прикаспийской впадины и прилегающих районах Северного Устюрта и п-ва Бузачи было обнаружено довольно давно при проведении геолого-разведочных работ на нефть и газ [1]. При изучении литологии подсолевых палеозойских отложений на востоке и юго-востоке Прикаспия было отмечено широкое распространение в них примеси пеплового материала, а такие известные исследователи, как Т. И. Гальянова, В. Н. Кривonos, В. В. Липатова, М. М. Файер указали на присутствие в разрезах прослоев пирокластических и вулканогенно-осадочных пород. В 80-е гг. XX в. было установлено заметное участие вулканогенных образований

в составе этих толщ, появились первые специальные работы о них [2, 3]. Позднее знания о них настолько расширились, что их стали учитывать в своих построениях геологи-тектонисты и литологи [4–6], Пилифосов и др., 1997, Пронин и др., 1997. Появились первые попытки объяснения их значения в геологической истории региона, гипотезы о месте и времени протекания вулканических процессов. В последние годы были созданы первые мобилистские модели формирования Прикаспийской впадины, в которых учитывалась роль вулканизма. В частности, вулканиды на юго-востоке впадины были интерпретированы как принадлежность островной вулканической дуги [7].

Однако изучение самих вулканидов было недостаточно глубоким и не шло дальше предварительных заключений, полученные результаты и первые выводы носили предварительный оценочный характер и относились к разнородному, подчас случайному материалу. В то же время необходимость более широкого и внимательного подхода к анализу природы вулканизма на юго-востоке Прикаспийской впадины стала очевидной. Приходится констатировать, что поставленная почти 20 лет тому назад проблема палеозойского вулканизма юга Прикаспийской впадины [8], несмотря на ее актуальность с позиций геодинамики, осталась нерешенной.

Авторы настоящей статьи, обсудив состояние проблемы, решили сделать еще одну попытку приблизиться к ее решению. А. Пронин в ходе многолетних исследований собрал значительный материал по вскрытым бурением вулканогенным породам и выявил некоторые закономерности их распространения. Я. Рихтер, занимавшийся вопросами геодинамики формирования Прикаспийской впадины, а до этого геодинамикой и палеозойским вулканизмом Южного Урала, пришел вслед за Ю. А. Воложем и В. М. Пилифосовым [5] к идее субдукционно-коллизионного происхождения границы Прикаспийской впадины и Устюртского микроконтинента [9]. Результаты исследования нижнекаменноугольных вулканидов посвящена настоящая статья.

В региональном структурно-тектоническом плане территория юго-востока Прикаспийской впадины подразделяется на несколько зон (рис. 1): I – Южно-Эмбинская (Южно-Эмбин-

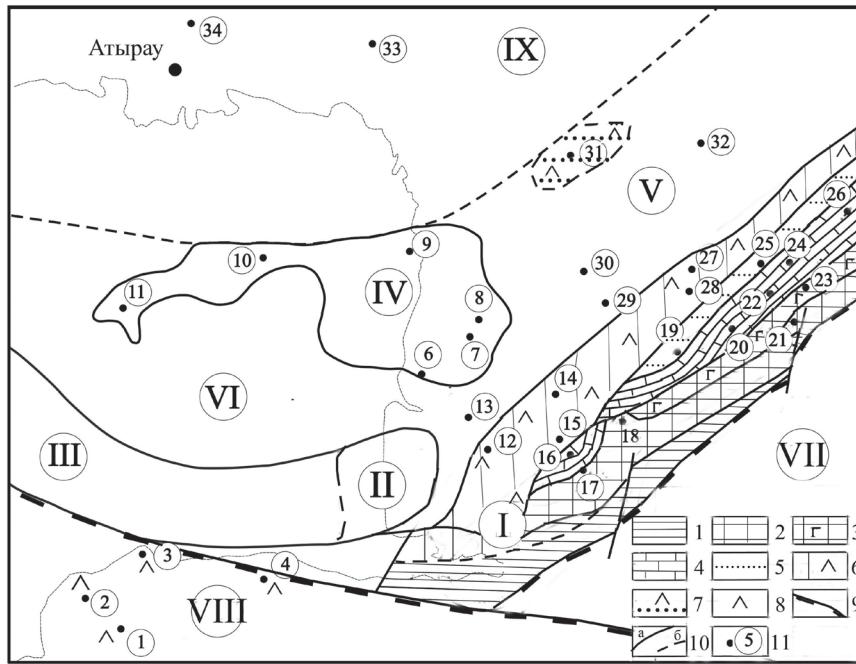


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема юго-востока Прикаспийской впадины: Подзоны (тектонические пластины) Южно-Эмбинского поднятия и представленные в них на докунгурском срезе комплексы: 1 – Приустюртская, карбонатно-глинистые относительно глубоководные отложения C_2-P_1 ; 2 – Мынсуалмасская, карбонатные отложения P_1 , дислоцированные и разбитые сбросами; 3 – Туресайская, грауваквовая флишеидная серия $D_3-C_1(?)$; 4 – Южно-Эмбинская, карбонатные отложения $C_1v_3-P_1$ («карбонатная платформа»); 5 – Тортайская, терригенные и вулканогенно-осадочные отложения C_1v-s-C_2b ; 6 – Елемес-Равнинная, вулканогенная флишеидная серия C_1v-s (туфы и тефроиды); другие участки развития вулканитов: 7 – район скв. Тюлюс П-1, прослой туфов в карбонатно-терригенных отложениях C_1 ; 8 – Бузачинское поднятие, толща лав и туфов $C_{1,2}$; остальные обозначения: 9 – тектонические границы Прикаспийской впадины, Устюрта и Туранской плиты; 10 – границы структурно-тектонических и фациальных зон, установленные (а) и предполагаемые (б); 11 – буровые скважины и их порядковые номера (даны в кружочке): 1. Бузачи Северный 7; 2. Каражанбас Северный П-1; 3. Арман П-1; 4. Каратурун Восточный П-1; 5. Южная 2; 6. Тенгиз 53; 7. Тенгиз 10; 8. Королевская 8; 9. Пустынный П-10; 10. Кашаган Восточный 1; 11. Кашаган Западный 1; 12. Пионерская 1; 13. Култук Северный 10; 14. Елемес 120; 15. Сазтюбе 1; 16. Сазтюбе П-2; 17. Сазтюбе Южное П-1; 18. Бекбулат 1; 19. Карай П-2; 20. Южно-Молодежная П-1; 21. Мынсуалмас Северный П-1; 22. Южно-Эмбинская 13; 23. Туресай 4; 24. Тортай 23; 25. Тортай 9; 26. Уртагау-Сарыбулак 1; 27. Равнинная 3; 28. Равнинная 8; 29. Карачунгул П-1; 30. Аккудук-Алахай П-1; 31. Тюлюс П-1; 32. Биикжал СГ-2; 33. Гурьевский свод П-3; 34. Тасым Юго-Восточный 1

ское поднятие), II – Южная, III – Махамбетская, IV – Тенгиз-Кашаганская, V – Маткен-Ушмолинская, VI – Морская, VII – Гурьевско-Шукатская. Во внешнем окружении рассматриваемого района находятся: VIII – Северо-Устюртский массив, IX – Бузачинское поднятие (пограничная структура Туранской плиты), XI – внутренняя часть Прикаспийской впадины.

Ключевое значение для геодинамического анализа истории формирования структур на юго-востоке Прикаспийской впадины и ее обрамления имеет Южно-Эмбинское поднятие. Его природа и строение трактуются совершенно различно, что приводит к невероятным построениям и противоречивым выводам. Однозначно трактуемых фактов по геологии этой территории немного.

Это, в первую очередь, материалы бурения под-солевого палеозойского комплекса – первичные материалы «разбивки» разреза по каротажу, не всегда подтверждаемые выборочным отбором керна, что, к сожалению, обусловило недостаточную изученность пород подсолевого комплекса в структурном и литолого-фациальном отношении. Во вторых, это материалы геофизических исследований (сейсморазведочных, магнитной съемки и других), результаты структурно-геологической интерпретации которых нередко отражают существовавшие в прошлом взгляды и теоретические установки геологов. Тем не менее эти материалы остаются важнейшими и практически единственными для суждения о глубинном строении земной коры на юго-востоке Прикаспийской впадины.



Наряду с проведением новых работ, за неимением лучшего, они могут быть использованы после обработки по новейшим методикам, что позволит в какой-то мере пересмотреть с современных позиций картину глубинного строения Южно-Эмбинского поднятия.

Глубинная структура Южно-Эмбинского поднятия изучена недостаточно и остается неясной. После работ 90-х годов прошлого столетия она ждет новых исследователей. Отметим лишь одну полузабытую публикацию, представляющую особый интерес с точки зрения геодинамики [5]. Ее авторами на основе материалов работ МОГТ и КМПВ и с помощью сейсмостратиграфического анализа было показано сложное гетерогенное строение поднятия, обусловленное его аккреционной природой. Основные выводы авторов остаются верными до сих пор. Нам важно здесь подчеркнуть, что проанализированные ими временные сейсмические разрезы Южно-Эмбинского поднятия демонстрируют еще одну особенность строения его земной коры, оставшуюся ими неохарактеризованной с геодинамических позиций. На профилях I (Азнагул – Бекбулаг), II (на ЮВ от Бекбулата) и IV (на ЮВ от Тортоль) в интервале 2,5–3,5 с мы видим отчетливое погружение на ЮВ под Устюрт горизонта «б» – кровли нижнепермской карбонатной толщи, разбитой сбросами и взбросами на отдельные блоки размером 1–3 км. В нижней части профиля III (Биикжал – Тортай – Мынсуалмас) на временах 4–5 с зафиксировано положение двух параллельных отражающих горизонтов, соответствующих кровле условно выделенных ниже-среднедевонско-нижнефранских и нижнепалеозойских отложений. Они установлены под Прикаспийской впадиной в районе Биикжала и не доходят до Тортая на Южно-Эмбинском поднятии, где их изображение прерывается, так как они оказываются ниже предельных глубин, соответствующих 5 с. Оба горизонта образуют пластину, погружающуюся на ЮВ в сторону Устюрта (под Южно-Эмбинское поднятие) и разбитую на блоки сбросами и взбросами. Эти подробности, выявленные ранее [5], для нас важны как индикаторы положения зоны субдукции и деформаций осадочных комплексов Прикаспийской плиты в ходе развивавшейся её коллизии с Устюртским микроконтинентом. Очевидно, что весь объем биклинали между двумя пластинами (нижнепермской наверху и нижнепалеозойско-среднедевонской внизу) принадлежит структуре мощной аккреционной призмы, созданной в процессе коллизии.

В пределах Южно-Эмбинского поднятия выделяются узкие линзовидно-чешуйчатые пластины (подзоны), которые разделены системой сбросов и взбросов, параллельных Северо-Устюртскому разлому: Приустюртская, Мынсуалмасская, Туресайская, Южно-Эмбинская, Тортайская и Елемес-Равнинная (см. рис. 1). Как правило, они отличаются по составу и возрасту слагающих их

пород. Нас будут интересовать в дальнейшем те из них, которые содержат вулканогенные породы.

Необходимо отметить, что положение вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований в разрезах не всегда ясно, их принадлежность к тому или иному стратону нередко устанавливается методом корреляции разрезов скважин. Поэтому в представлениях о стратиграфических соотношениях вулканитов и толщ граувакковых песчаников с окружающими осадочными отложениями достоверно установленного возраста сохраняется значительная неопределенность. Наиболее надежно зафиксировано стратиграфическое положение вулканогенных толщ в пределах нижнего отдела каменноугольной системы, в составе визейского и серпуховского ярусов. Есть также указание на присутствие вулканитов в московском ярусе среднего отдела той же системы. В целом ниже-среднекаменноугольные терригенно-вулканогенные образования с размывом перекрываются нижнепермскими отложениями (скважины Молодежная, Равнинная, Тортай, Шолькара и др.). Второй эпохой вулканизма в районе Южно-Эмбинского поднятия считается раннепермская, по аналогии с Устюртом, где вулканиты встречаются среди ассельско-сакмарских и артинских отложений [2].

Давно и традиционно полагается, по аналогии с зилаирской свитой Южного Урала и Мугоджар, что в строении Южно-Эмбинского поднятия участвуют более древние вулканогенно-осадочные толщи, определяемые как флишоидные граувакковые. По представлениям некоторых современных исследователей, граувакковые комплексы позднего девона – раннего турне и позднего турне – раннего визе юго-востока Прикаспия в значительной степени сложены продуктами размыва андезитовых лав в виде пачек, пластов, слоев, нередко с примесью пирокластического материала. Уменьшение размеров зерен и количества вулканогенного и пирокластического материала в направлении от свода Южно-Эмбинского поднятия в дистальную часть бассейна свидетельствует о том, что источники сноса располагались к югу от Южно-Эмбинской области [10]. Об этом также однозначно свидетельствуют и данные сейсморазведки, согласно которым указанные граувакковые комплексы имеют клиноформное строение с падением к северо-западу. Они обычно рассматриваются в целом как мощные серии (порядка нескольких километров) и не расчленены из-за проблем корреляции частных разрезов по скважинам. Непосредственно эти отложения вскрыты скважинами в «осевой части» Южно-Эмбинского поднятия. Жанасу 10,11, Мынсуалмас П-1, П-2, П-3 и Терескен П-1. По геологическому положению в «осевой части» или «ядре» структуры поднятия им отводится самое низкое положение в общем разрезе. Важно отметить, что породы этой формации интенсивно дислоцированы, и не исключено, что оценки ее общей мощности мо-



гут быть завышенными. Возраст их оценивается весьма условно, из тех же соображений сходства с зилаирской свитой, как верхнедевонско-нижнекаменноугольный.

Вулканогенные породы нижнекаменноугольного возраста в пределах Южно-Эмбинского поднятия прослежены в составе мощной вулканогенно-осадочной толщи, вскрытой буровыми скважинами в Елемес-Равнинной подзоне (Пионерские 1 и 2, Сазтюбе 3, Юбилейная 1, Восточный Арман 2, Аиршагыл 3, Елемес 8, Равнинные 2 и 3 до скважин Аккудук П-1 и Шолькара 3). Среди них преобладают породы вулканогенного флиша, представленные кристаллолитокластическими разностями тефроидов, переслаивающихся с пачками вулканомиктовых песчаников и конгломератов, алевролитов и аргиллитов. Широко отмечается также примесь кристаллокластики в алевролитах и песчаниках в виде остроугольных осколков фенокристов плагиоклаза. Для нижней части разреза, условно относимой к визейскому ярусу, характерны кристаллолитокластические и кристаллокластические тефроиды, а в осадочных породах отмечается постоянная примесь пеплового материала. Тефроиды и связанные с ними вулканомиктовые образования, несмотря на общую большую площадь их распространения, характеризуются выдержанностью в составе и внешнем облике. В разрезах перечисленных скважин кристаллолитокластические разности наиболее распространены, и часто целые интервалы отбора керн (3–5 м) представлены только ими. Мощность пачек тефроидов достигает десятков метров (например, в разрезе скв. Равнинная 3 на глубине 3910–4000 м она составляет 90 м). Тефроиды представлены псефитовыми и псаммитовыми разностями, размер обломков колеблется от 0,2–0,5 до 2–5 мм. Форма их в основном остроугольная, реже угловато-изометричная. В составе обломков резко преобладают вулканический материал (90–95% форменной части): андезитово-базальтовые и андезитовые порфириты с вкрапленниками плагиоклаза и моноклинного пироксена – авгита, многочисленные обломки фенокристаллов плагиоклаза и авгита, реже – базальтической роговой обманки, редко отмечаются обрывки основной массы вулканических пород интерсертальной, гиалопилитовой, пилотакситовой структуры, обломки кристаллов кварца и биотита. Подчиненное значение имеют зерна осадочных пород (5–10%), они представлены обломками кремнистых пород, известняков и алевролитов. Цемент туфов хлоритовый, участками с реликтами частиц витрокластического облика.

Наряду с описанными породами в визейских отложениях распространены кристаллокластические тефроиды андезитового состава, обычно представленные в виде прослоев толщиной от 5–10 до 20–50 см и в основном сложенные кристаллами серицитизированного и альбитизированного плагиоклаза, при почти полном отсут-

ствии литокластов и кристаллокластов пироксена. Детальным изучением установлено, что для кристаллолитокластических тефроидов характерна градиционная, массивная текстура с элементами оползания, косою однонаправленной слоистостью, а для кристаллокластических – горизонтально-слоистая текстура. Кроме того, были выделены туфоконгломераты, в которых возрастает содержание обломков известняков и кремнистых пород (до 20–50%) на фоне вулканического материала, характерного для кристаллолитокластических тефроидов. В составе других вулканомиктовых пород встречаются обломки и обломочные зерна кварцитов, ортоклаза, кварца и биотита.

Кристаллолитокластическая тефра приносилась турбидными потоками вместе с обломками кремнистых пород, кварцитов и известняков с континентальной окраины Устюртского микроконтинента и причлененной к ней Южно-Эмбинской аккреционной призмы и попадала в состав тефроидов и сопровождающих осадочных вулканомиктовых образований. Витро- и кристаллокластика в составе пепловых туч приносилась воздушным путем и осаждалась в пределах зоны в спокойной гидродинамической обстановке, пройдя толщу воды. Таким образом, кристаллолитокластические тефроиды и кристаллокластические туфы имеют единый источник.

К северу от полосы, в которой встречены совместно кристаллолитокластические и кристаллокластические тефроиды (линия Елемес-Равнинная-Аккудук-Шолькара) в пределах соседней Маткен-Ушмолинской зоны, среди аргиллитовой толщи присутствуют лишь тонкие прослои витрокластических и кристаллокластических тефроидов толщиной от 10 до 50 см, внешне очень похожих на алевролиты и аргиллиты (скважины Карачунгул П-1, Ушмола 15, Улькентобе Юго-Западное 8, Биикжал СГ-2). Среди них, а также в разрезах скважин Елемес-Равнинной зоны, обычно выше туфов и тефроидов, завершая их разрез, залегают прослои кремнистых пород – радиоляритов и спонголитов.

Вулканические породы серпуховского времени в Южно-Эмбинском поднятии зафиксированы в скв. Южное Сазтюбе Г-3, где в интервале 5020–4835 м выделена туфогенно-обломочная пачка, представленная неравномерным чередованием туфоконгломератов, известняков с примесью пеплового материала, псаммитовых и алевро-пелитовых тефроидов. Породы в основном зеленовато-сероцветные, реже красноцветные. Состав обломков грубообломочных разностей смешанный: наряду с обломками эффузивных пород встречаются обломки кремнистых пород и биогермно-коралловых, детрито-биоморфных (криноидно-фораминиферово-водорослевых) органогенно-комковатых известняков. Последние разности содержат обрывки мшанок, обломки кораллов, брахиопод и фораминиферы. В интервалах 4959–4964, 5000–5005 м встречены про-



слои литокристаллокластических псаммитовых тефроидов. В интервале 4920–4925 м описаны известняки, в которых 20–30% составляют окатанные обломки вулканических пород, осколки кристаллов пироксена, полуокатанные зерна кварца, изометричные зерна полевого шпата. Красноцветность пород обусловлена наличием глинисто-железистого вещества, возможно, образовавшегося при разложении пеплового материала. Весь комплекс осадков этой толщи отнесен авторами к образованиям подводного склона и его подножия, формирующимся за счет размыва и переноса мустьевыми и зерновыми потоками материала шельфовых отложений. Важно, что в других скважинах Южно-Эмбинского поднятия, расположенных ближе к границе с Устюртским микроконтинентом, вскрыты только мелководно-шельфовые серпуховские отложения. В пределах Турсайской и Мынсуалмасской подзон вулканогенные образования нижнего карбона не установлены; здесь представлены более древние граувакковые толщи, условно относящиеся к верхнему девону – нижнему карбону. Они достигают здесь огромной мощности – более 2000 м (скв. Сев. Мынсуалмас П-1).

В собственно Южно-Эмбинской подзоне на докунгурском срезе выступают мощные толщи известняков, имеющих возраст от поздневизейского до сакмарско-ассельского; среди них обнаруживаются признаки перерыва по отсутствию московского яруса и части верхнекаменноугольных отложений. Считается, что этот комплекс сходен по типу разреза с Тенгиз-Кашаганской зоной и, возможно, принадлежал карбонатной платформе. Проявления яркого вулканизма в этой подзоне не установлены.

В Тортайской подзоне нижнекаменноугольные отложения (в составе визейского и серпуховского ярусов) вскрыты буровыми скважинами Караой П-1 (вскрытая мощность 850 м), Тортай П-1 (ок. 700 м) и др. Особенности строения этих толщ на разных площадях заключаются в различном соотношении вулканогенных и терригенных пород, а среди последних – грубообломочных псефитовых и псаммито-алевро-пелитовых пород, а также в характерном изменении содержания вулканогенного материала. Грубообломочные терригенные породы наиболее заметную роль играют на площади Тортай. Это мелкогалечные конгломераты и гравелиты. Галька и гравий в них в основном изометричные, реже уплощенные, окатанные и полуокатанные, редко угловатые. По составу преобладают кремнистые породы, сложенные микротонкозернистым халцедоном и скелетными остатками радиолярий, углисто-кремнистые породы, яшмовидные породы с тончайшими прожилками светло-серого кальцита и халцедона. В подчиненном количестве отмечаются кварц, единичные обломки хлоритизированных туфов среднего состава, обломки неопределимых вулканических пород. Известняки представлены в

незначительном количестве. Породы очень плотные, крепкие, с широким развитием конформных контактов между обломками, иногда отмечаются следы вдавливания одних обломков в другие. Цемент поровый, кремнисто-глинистый. Изредка на контактах обломков отмечается кальцитовый вторичный цемент, образовавшийся за счет растворения обломков карбонатов и перераспределения карбонатного вещества. Для прослоев песчаников характерны постепенные переходы от мелкозернистых разностей в кровле до среднезернистых в подошве. Обломочная часть их характеризуется полимиктовым составом, но с резким преобладанием зерен кварца и кремнистых пород (до 70%), значительно реже встречаются средние и кислые эффузивы, глинистые породы, обломки тонкозернистых доломитов. Цемент их обычно контактово-порового типа, полиминеральный, преимущественно кремнистый, кремнисто-глинистый. Глинистые пачки сложены темно-серыми, зеленоватыми аргиллитами с тонкой алевритовой примесью. Разрез толщи завершается прослоями туфов и тефроидов андезитового состава.

Вглубь Прикаспийской впадины, на запад и северо-запад от Южно-Эмбинского поднятия псефо-псаммитовые отложения замещаются пелитовыми породами, прослеживаясь среди них в виде тонких пачек мощностью до 1–5 м. В скв. Аккудук-Алахай П-1 для визейских отложений характерны аргиллиты с прослоями песчаников грауваккового состава, с осадочными текстурами, свойственными для турбидитов, такими как прямая градационная, горизонтальная, однонаправленная косая слоистость для песчаников и горизонтальная слоистость с элементами оползания для аргиллитов. Песчаники в виде тонких прослоев также широко распространены в районе скв. Биикжал СГ-2.

Пирокластический материал отмечается и в разрезе карбонатных отложений нижнего карбона Тенгиз-Кашаганской зоны, которые накапливались в активных гидродинамических условиях мелководья. В скв. Тенгиз 32, расположенной на северном фланге карбонатной платформы, в интервале 5458–5465 м встречены темно-серые туфоаргиллиты с прослоями серого алевропесчаника. Они отнесены по комплексу фораминифер к тульско-алексинскому горизонту визейского яруса (определения М. М. Марфенковой). Разложенный тонкообломочный материал имеет пепловую природу и скорее всего по составу соответствует андезитам. Аналогичные породы вскрыты в разрезе скважин Каратон 3 (интервал 4425–4431 м), Тенгиз 22 (интервал 4607–4633 м). Кроме того, повсеместно вскрываемая внутри карбонатных комплексов высокорadioактивная пачка, сложенная вулканомиктовыми алевро-аргиллитами и алевропесчаниками, располагается на границе тульского и алексинского горизонтов визе. Возможно, именно этот горизонт следует считать индикатором интенсивного раннекаменноугольного вулканизма



в юго-восточной части Прикаспийской впадины, поскольку в отложениях серпуховского яруса и среднего карбона Тенгиз-Кашаганской зоны вулканогенные породы также характеризуются повышенными значениями радиоактивности.

Среди отложений башкирского яруса вулканогенных образований в пределах Южно-Эмбинского поднятия не установлено, но имеются данные о их присутствии в разрезе московского яруса в виде прослоев литокристаллокластических туфов, коррелируемых с горизонтами повышенной радиоактивности, выделенными по данным гамма-каротажа в разрезе среднего карбона Тенгиз-Кашаганской зоны (А. П. Пронин, И. А. Серебрякова, 1997 г.).

Более значительные проявления синхронного вулканизма отмечены южнее, за пределами Прикаспийской впадины, на полуострове Бузачи в скв. Северный Каражанбас П-1, где вулканогенные образования установлены в составе карбонатно-аргиллитово-вулканогенной толщи, вскрытой в интервале 2978–4128 м [6]. В нижней и средней частях разреза их толщи преобладают вулканогенные породы: андезитовые, реже (в кровле толщи) кварцевые порфириды. Покровы мощностью от 16–18 м до 58–156 м чередуются с пачками глинисто-карбонатных пород и карбонатизированными туфами. Монолитные тела вулканогенных пород по мощности достигают 20–40 м. Подобная же толща отмечена в скв. Култай Г-4 (интервал 1950–2705 м). Формирование этих образований отнесено к раннему карбону, так как на них налегают фаунистически охарактеризованные известняки средне-верхнекаменноугольного возраста [6]. Тем не менее эти вулканы продолжают традиционно относить к верхнему карбону – нижней перми, по аналогии с однотипными вулканическими образованиями Северного Устья [11]. В скв. Арман П-1 встречены кристаллокластические туфы, схожие с вулканогенными породами, вскрытыми скважинами юго-востока Прикаспийской

впадины. В скв. Восточный Каратурун П-1 в отличие от разреза скважины Северный Каражанбас П-1 и Арман П-1 в отложениях нижнего карбона отмечены только туфопесчаники и известняки с примесью туфогенного материала.

По предварительным данным измерений магнитной восприимчивости тефроиды Южно-Эмбинского поднятия относятся к слабомагнитным породам. Уровень значений магнитной восприимчивости, в основном обеспечивающейся содержанием ферромагнетиков, для тефроидов из скв. Сазтубе 3 и туфов из скв. Тюлюс 1 составляет всего около $25\text{--}28 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Это не свойственно более поздним вулканическим образованиям – лавам и туфам Махамбетской зоны (скв. Каламкас-море 3) и Южно-Эмбинской подзоны (скв. Бекбулат 1), для которых характерна гораздо более высокая магнитная восприимчивость (устное сообщение А. Ю. Гужикова, см. также [12]).

Таким образом, детальное исследование вулканогенных пород, типичных для разреза Южно-Эмбинского поднятия, показало следующие их особенности:

- заметное преобладание алевро-псаммитовых кристаллолитокластических туфов и тефроидов андезито-базальтового и андезитового состава, с незначительной примесью витрокластики и мельчайших обломков стекловатых шлаков (рис. 2, 3);

- для тефроидов, описанных ранее как кристалло-литокластические туфы, характерен «сгруженный» характер однородного тефрогенного материала андезито-базальтового состава, представленного угловатыми и округло-изометричными литокластами и кристаллокластами плагиоклаза алевритовой и псаммитовой фракций, до 2–3 мм в поперечнике, и среди них – отдельными угловато-изометричными обломками андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов величиной до 10–15 мм (см. рис. 2, а, рис. 3, б);

- для этих же пород выявлено преобладающее

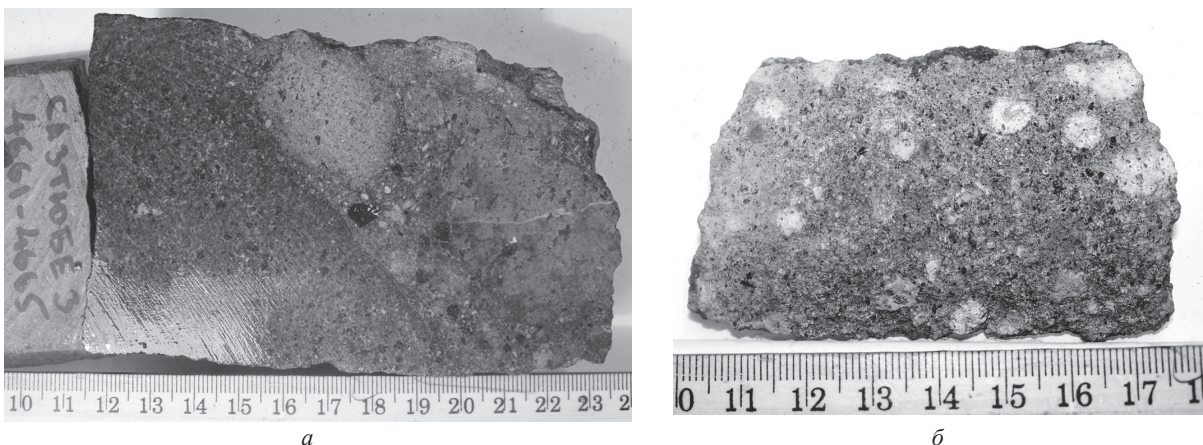


Рис. 2. Образцы керна буровых скважин, вскрывших вулканические образования: а – псефитовый тефроид андезито-базальтового состава. Крупные литокласты округло-изометричных очертаний плотно примыкают друг к другу. Скв. Сазтубе 3. Глубина 4661–4665 м; б – псаммитовый кристаллолитокластический туф базальтового состава. Скв. Тюлюс П-1. Глубина 5700–5707 м

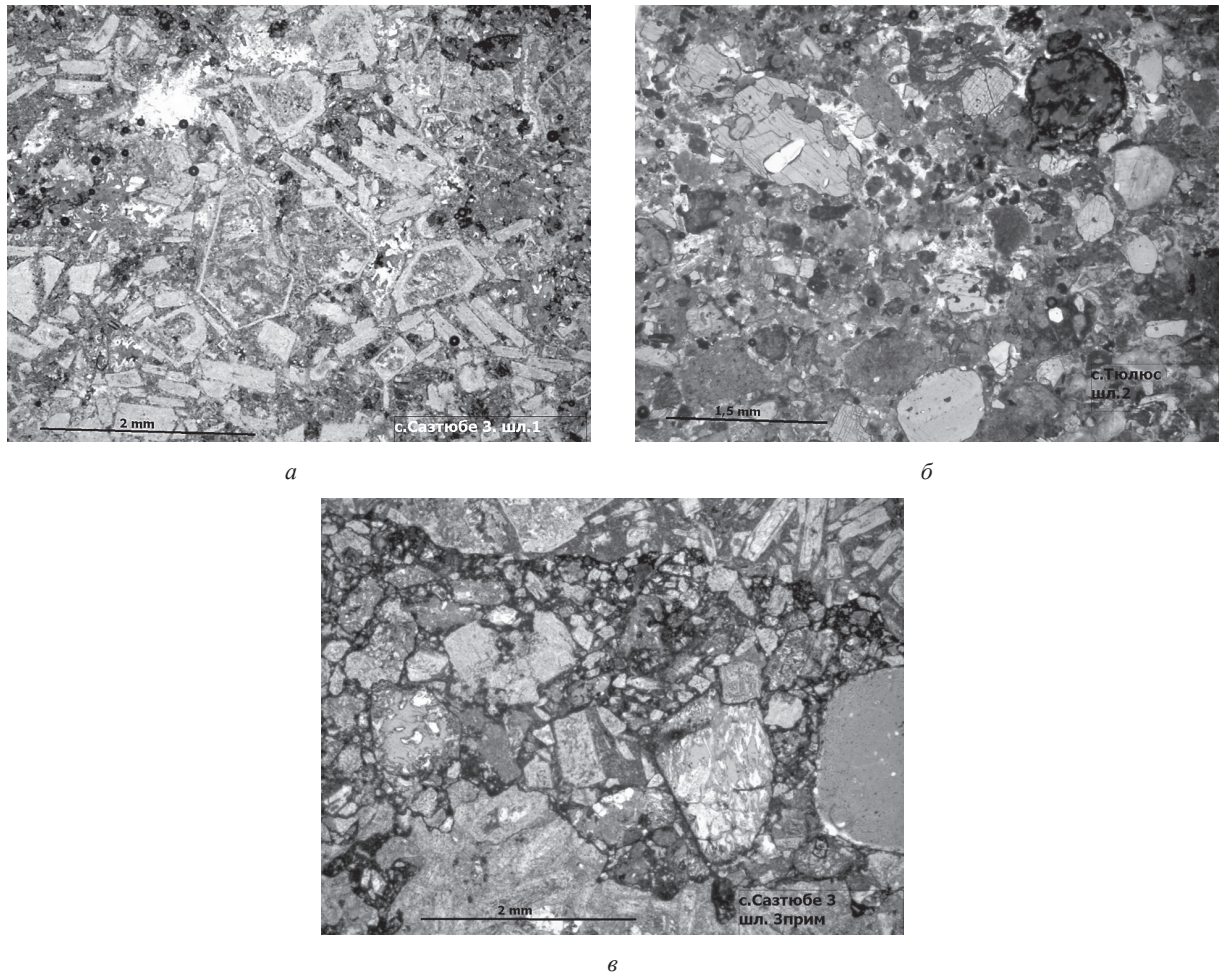


Рис. 3. Петрографические шлифы вулканических пород Южно-Эмбинского поднятия: *а* – псаммитовый кристаллокластический туф андезитового состава. Скв. Сазтюбе 3. Глубина 4661 м; *б* – псаммитовый кристаллокластический туф базальтового состава, цеолитизированный (белое, в цементе). Скв. Тюлюс П-1. Глубина 5700–5707 м; *в* – псефо-псаммитовый кристаллолитокластический тефроид. Заметны сгруженность обломочного материала и граница двух слоев (наверху). Скв. Сазтюбе 3. Глубина 4665 м

распространение характерных градационно-слоистых текстур осадения и сортировки обломочного материала по величине обломочных зерен (см. рис. 3, *б*). Ритмичная повторяемость однотипно построенных многослоев в таких толщах придает им характерный флишоидный облик;

- для тефроидов и кристалло-литокластических туфов характерна слабая магнитная восприимчивость, отличающая их от синхронных вулканических образований п-ва Бузачи;

- отсутствие среди обломочных пород шлаково-литокластических и агломератовых грубообломочных туфов, свойственных для прижерловых фаций вулканических аппаратов центрального типа;

- отсутствие лав и экструзий, субвулканических тел и даек.

Перечисленные особенности состава и текстур обломочных пород свидетельствуют о некоторой переработке и сортировке обломочного материала, возможных при транспортировке в

составе турбидных потоков. Пониженная магнитная восприимчивость пород может быть вызвана потерей значительной доли тяжелых минералов (и магнетита в первую очередь) при переносе рыхлого вулканического материала (тефры) турбидными потоками. Такие образования следует относить к тефроидам. Они слагают мощные толщи характерной формации вулканогенного флиша. Как известно, они накапливаются на внешней стороне современных вулканических островных дуг и активных континентальных окраин, в погружениях сопровождающих их глубоководных желобов. В дальнейшем их накопления наращивают над-субдукционный клин и образуют аккреционную призму. Аналогичные образования установлены в древних складчатых поясах. В нашем случае эта ситуация оказывается вполне реальной, она согласуется с другими результатами геодинамического анализа [13].

Несколько особняком, внутри Прикаспийской впадины, на значительном удалении от Южно-



Эмбинского поднятия оказывается участок скв. Тюлюс 1. Здесь на глубине около 5100 м под толщей кунгурских гипсов и ангидритов были вскрыты аргиллиты и алевролиты нижней перми и маломощная терригенно-карбонатная толща среднего-верхнего карбона, под которой с глубины 5544 м залегают аргиллиты и алевролиты с прослоями кристаллолитокластических туфов пироксен-плагиоклазовых базальтовых порфиритов (в интервале 5700–5707 м и вблизи забоя). По сравнению с вулканитами Южно-Эмбинской структуры данные породы менее заметно изменены: это слабая цеолитизация и хлоритизация витрокластической компоненты цемента, при этом в них сохранился моноклинный пироксен (см. рис. 2, а, 3, б).

Обломочный материал туфов Южно-Эмбинского поднятия достаточно однороден и принадлежит базальтам, андезито-базальтам и андезитам. Основной тип эффузивной породы – пироксен-плагиоклазовый андезит. К нему примыкают второй тип – пироксен-плагиоклазовый базальтовый порфирит и близкий к последнему андезито-базальтовый порфирит. Сравнительно редки пироксен-роговообманковые андезиты, содержащие базальтическую роговую обманку (нередко с включениями авгита) (см. рис. 3, а).

Среди плагиоклаз-пироксеновых андезитов обычны авгитовые разновидности, но вполне возможны, судя по хлорит-серпентиновым псевдоморфозам, и гиперстен-авгитовые. Пироксены базальтов и андезито-базальтов, как правило, представлены авгитом, нередко зональным. Тефроиды скв. Сазтюбе 3 сложены в основном обломочным материалом плагиоклазовых андезитов, содержащих немногочисленные хлоритовые псевдоморфозы по пироксену. Для пород в целом

характерны серицитизация и альбитизация плагиоклазов, появление кальцита в центральной части зональных фенокристов плагиоклаза, иногда также вместе с опаловидным кварцем в пустотах и в цементе тефроидов.

Выбор петрографического материала, предназначенного для анализов, был ограничен кругом таких пород, как тефроиды и туфы однородного состава, редко – включениями самих обломков порфиритов и пирокластов в этих породах. Такая особенность отобранного материала, по-существу, вынужденная, позволила получить естественно осредненную и более общую оценку химизма самой вулканической ассоциации. Результаты валового химического анализа и определения содержания некоторых редких и рассеянных элементов приведены в табл. 1, 2.

Общей особенностью химизма южно-эмбинских вулканических пород является низкое содержание титана и железа при умеренно-повышенном глинозема. По соотношению фемических компонентов ($Fe_2O_3 + FeO + MgO$) и щелочей ($K_2O + Na_2O$) четко выявляется известково-щелочная серия магматитов от базальтов до андезито-дацитов (рис. 4). Назовем ее южно-эмбинской вулканической серией. В некоторых случаях заметны нарушения в нормальном распределении щелочей, вызванные позднейшими процессами альбитизации и серицитизации плагиоклазов, но в целом эти отклонения не нарушают общего баланса щелочей.

Весьма показательное распределение содержания редких и рассеянных элементов в вулканических породах Южно-Эмбинского поднятия (рис. 5). По сравнению с мантийными базальтами срединно-океанических хребтов в ее породах обнаруживается обогащение так называемыми литофильными элементами, ионы которых при

Таблица 1

Химический состав вулканических пород юго-востока Прикаспийской впадины, вес. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	48,18	60,98	54,15	46,49	54,17	51,56	61,40	47,96	46,74
TiO ₂	0,67	0,61	1,01	0,86	0,52	1,11	0,61	0,71	0,87
Al ₂ O ₃	12,62	17,70	15,10	14,17	13,10	15,07	17,10	13,87	11,39
Fe ₂ O ₃	3,95	3,35	3,19	3,47	1,85	4,58	1,80	4,78	6,07
FeO	4,28	0,54	3,81	5,24	3,02	2,69	2,05	4,56	3,81
MnO	0,18	0,04	0,18	0,11	0,13	0,11	0,12	0,46	0,18
MgO	9,67	1,34	5,20	11,58	6,83	5,74	1,70	9,02	11,49
CaO	7,10	1,86	5,11	2,85	5,56	5,73	4,10	4,72	5,04
Na ₂ O	2,14	9,51	5,25	1,55	3,90	3,53	4,89	2,65	2,49
K ₂ O	2,97	0,66	1,80	3,53	1,14	4,10	3,11	3,00	1,04
P ₂ O ₅	0,65	0,20	0,55	0,52	0,37	0,77	0,23	0,58	0,41
П.п.п.	7,20	2,92	4,15	9,20	8,96	4,46	2,47	7,43	9,96
Сумма	99,61	99,71	99,50	99,57	99,55	99,45	99,58	99,74	99,49

Примечание. 1 – скв. Тюлюс 1, глуб. 5700–5707 м, туф базальтового состава; 2 – скв. Юбилейная 1, глуб. 4467–4474 м, тефроид андезитового состава альбитизированный; 3 – с. Юбилейная 1, глуб. 4855–4862 м, тефроид андезитового состава; 4 – скв. Пионерская 1, глуб. 4791–4798 м, туф базальтового состава; 5 – скв. Пионерская, глуб. 4994–5000 м, тефроид андезитового состава; 6 – скв. Арман П-1, глуб. 3590–3597 м, туф андезито-базальтового состава; 7 – скв. Каражанбас П-1, глуб. 3354–3356 м, андезит; 8 – скв. Елемес 8, глуб. 4755–4760 м, тефроид базальтового состава; 9 – скв. Равнинная 3, глуб. 3910–3915 м, туф базальтового состава. Химические анализы произведены в Лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (г. Москва) С. М. Ляпуновым.



Таблица 2

Содержание редких и рассеянных элементов в вулканогенных породах юго-востока Прикаспийской впадины, ppm

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Rb	120	27	55	97	30	140	130	92	37
Sr	760	550	540	580	560	880	680	860	540
Y	20	9	19	16	16	17	24	18	18
Zr	120	70	110	77	130	220	180	130	140
Nb	6	6	8	5	8	17	8	8	10
Ba	1400	3700	640	690	770	1600	750	1100	670
Mo	≤ 1	≤ 1	1	1	1	1	1	1	1
Pb	22	19	25	18	24	33	9	31	19
Th	13	10	12	11	9	33	9	11	10
U	8	5	8	7	8	12	5	10	4
V	170	64	210	190	87	180	71	170	180
Cr	550	310	150	740	310	92	30	370	710
Co	58	31	27	44	26	37	32	32	43

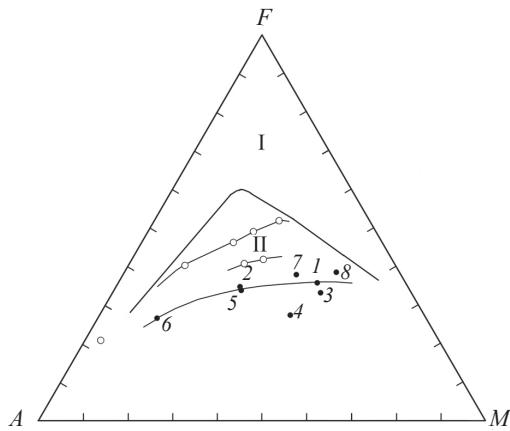


Рис. 4. Петрохимическая диаграмма AFM ($A - \sum Na_2O + K_2O$, $F - \sum Fe_2O_3 + FeO$, $M - MgO$): заштрихованные кружки – вулканы южно-эмбинской серии (номера образцов см. в табл. 1), пустые кружки – вулканы валерьяновской серии Тургайского прогиба; цифры I и II обозначают поля толеитовых и известково-щелочных вулканитов соответственно

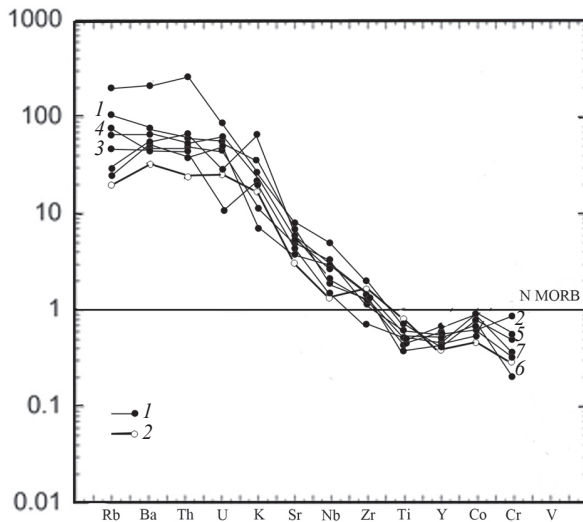


Рис. 5. Распределение содержания редких и рассеянных элементов в вулканиках южно-эмбинской серии, нормированных по отношению к базальтам срединно-океанических хребтов (MORB): 1 – вулканы южно-эмбинской серии; 2 – вулканы валерьяновской серии Тургайского прогиба (номера образцов см. в табл. 1).

относительно крупных размерах обладают высоким химическим потенциалом в присутствии водосодержащего флюида: K, Rb, Th, U, Ba, Sr. Слабый эффект обогащения характерен для Nb и Zr, а содержание Ti, Y, Co и Cr остается на уровне мантийной нормы океанических базальтов или чуть ниже ее. Последнее согласуется с отмеченной пониженной железистостью вулкаников южно-эмбинской серии, в первую очередь её базальтов. Такая картина, как известно, характерна для вулкаников – базальтов и их производных – островных вулканических дуг и активных континентальных окраин. Для сравнения на рис. 4, 5 приводятся графики трендов разновозрастной и близкой по положению известково-щелочной серии известной в Зауралье валерьяновской серии.

Собственно вулканические породы нижнего карбона – лавы и туфы андезитов – известны южнее, за пределами Прикаспийской впадины, в зоне ее обрамления (р-н п-ва Бузачи, скважины Каражанбас Северный П-1 и Култай 4). Они могут представлять фрагмент вулканического пояса, располагавшегося к востоку от Южно-Эмбинского поднятия и служившего источником накопления его мощной тефроидной толщи. Этот фрагмент оказался по другую, южную, сторону крупнейшего разлома в этом регионе, отделяющего Прикаспийскую впадину и смежный с ней Устюртский массив от Туранской эпигерцинской плиты, при этом смещенным к западу вдоль него по сравнению с остальной частью пояса на Устюртском массиве.

Таким образом, вулканы п-ва Бузачи следует сопоставлять с близкими им по составу и фациям вулканическими породами Устюртского массива. В основании его осадочного чехла, по данным геофизических работ и глубокого бурения, предполагается широкое развитие вулканогенных образований позднекаменноугольно – раннепермского возраста [11]. В последние годы для этой же территории появились новейшие данные сейсморазведки МОГТ-2Д по усовершенствованной методике (ОАО «Саратовнефтегеофизика»), интерпретация которых вместе с данными глубокого бурения позволила уточнить



геологическое положение вулканогенных толщ и предположить их принадлежность к нижнему структурному ярусу переходного комплекса, залегающего на древнем фундаменте. Территориально эти вулканиды наиболее близки к описанным на п-ве Бузачи (они находятся примерно в 350 км на ВЮВ), прослеживаясь затем по данным бурения вплоть до западного побережья Аральского моря на расстоянии 250 км. Наиболее очевиден досреднепермский возраст этих образований – по условиям залегания под базальными слоями пермско-триасовой пестроцветной формации, но совершенно неясны нижняя возрастная граница вулканогенной толщи и общий временной интервал ее формирования. Имеются лишь отдельные указания на присутствие в прослоях осадочных пород микрофауны гжелского яруса верхнего карбона и ассельского яруса нижней перми.

По-прежнему единственными являются давно опубликованные сведения о петрографии и петрохимии вулканидов, вскрытых скважинами на Восточном Устюрте, в пределах Узбекистана [14]. Основываясь на этих данных, можно полагать, что, несмотря на значительные вторичные изменения, вулканиды Восточного Устюрта представляют типичную известково-щелочную эффузивную серию, дифференцированную в пределах составов базальт – андезит-базальт – андезит, возможно, до состава дацита. В разрезе толщ мощностью до нескольких сотен метров преобладают лавы и туфы базальтовых и андезитовых порфиритов, что указывает на центральный тип извержений, а краснокаменные изменения многих вулканидов свидетельствуют о субаэральной обстановке их накопления. Вулканизм в начале формирования вулканогенной толщи происходил в морских условиях небольших глубин, о чем свидетельствует развитый в низах толщи парагенезис пирокластов с прослоями тонкослоистых туффитов и нормально-осадочных кремнисто-карбонатных пород, содержащих микрофауну. В дальнейшем вулканические процессы протекали в наземных условиях, и основная масса порфиритов и пирокластов образовалась в наземных условиях.

К сожалению, для интересующего нас Северо-Западного Устюрта, пограничного с Прикаспийской впадиной, даже таких отрывочных данных мы не нашли. Нам остается присоединиться к мнению В. И. Попкова, что в западной части Северного Устюрта по материалам высокоточной аэромагнитной съемки можно предположить «присутствие в домезозойском разрезе мощных эффузивных линз основного и среднего состава, совпадающих в плане с современными платформенными депрессиями» [11, с. 33]. Наблюдаемые в пределах этих депрессий положительные аномалии регионального магнитного поля не могли быть созданы слабомагнитными породами осадочного чехла. Результаты расчетов глубины залегания аномалиеобразующих магнитных тел согласуются

с данными сейсморазведки и указывают на их приуроченность к доверхнепермской части геологического разреза, где предполагается развитие пород вулканогенной толщи. Это в полной мере поддерживается данными по распространению вулканогенных пород верхнего палеозоя в пределах Восточного Устюрта, рассмотренными нами ранее.

Существенно важно обратить внимание на некоторые особенности разреза пород, вскрытых бурением на территории Южно-Эмбинского поднятия. В составе образований нижнего карбона неоднократно отмечались обломочные породы – конгломераты, гравелиты, песчаники, содержащие переотложенный вулканический материал. Они встречаются вместе с алевролитами и аргиллитами, в пределах отдельных чашек образуя постепенные переходы к ним и таким образом намечая ритмичную градационную слоистость, характерную для типичных турбидитов. Однако нередко в той же скважине и чаще в соседних скважинах эта картина нарушается и вместо флишеидных толщ появляются терригенные и карбонатные породы, принадлежащие к фациям других глубин и обстановок. К этому необходимо добавить теперь установленное в ряде мест присутствие вулканидов в виде однородных толщ пирокластов и тефроидов базальт-андезитового состава. В керне многих скважин отмечаются многочисленные признаки нарушенного залегания и интенсивной дислоцированности пород (наклонное, вплоть до вертикального положение слоистости, зеркала скольжения, сланцеватость, микросбросы и сдвиги). Присутствие турбидитов различного состава и фаций глубинности, незаконномерное чередование их с образованиями мелководных и глубоководных фаций терригенных и карбонатных отложений, участие в разрезах вулканогенных образований, огромная общая мощность дислоцированных толщ – все это позволило предложить новую модель их формирования – модель аккреционной призмы [13].

Установленный нами новый тефроидный тип вулканогенно-осадочных пород Южно-Эмбинской поднятия вместе с первичными пирокластическими образованиями свидетельствует о переработке и переносе огромных масс вулканического материала и быстром его накоплении на морском дне у подножия континентального склона. Тесная ассоциация тефроидов с первичными пирокластами, также водноосажденными, указывает на близкое расположение вулканической области и синхронный вулканизм. Характерные текстуры сгруживания обломочного материала в тефроидах, ритмичный характер слоистости флишеидной толщи и ее огромная мощность типичны для формации так называемого вулканогенного флиша. Такие формации возникают вдоль активных континентальных окраин и вулканических островных дуг. Их образования входят в состав аккреционных призм,



наращивающих край континента или островной дуги. Таким образом – первоначально как аккреционная призма – возникла и сформировалась структура Южно-Эмбинского поднятия, впоследствии вошедшая в состав внешнего обрамления эпигерцинской Прикаспийской впадины. Характерно, что в северо-западном направлении на протяжении нескольких десятков километров мощность тефроидных накоплений постепенно уменьшается, так же как и величина зерен обломочного материала. Тефроиды затем замещаются нормально осадочными терригенными образованиями, типичными для больших глубин аргиллитами с прослоями кремней и алевролитов.

Выявленные петро- и геохимические особенности вулканитов Южно-Эмбинского поднятия лучше всего объясняются с позиций тектоники литосферных плит как результат коллизии Прикаспийской плиты и Устюртского микроконтинента, при продолжающемся поглощении субокеанической коры первой плиты в ходе субдукции. В мантии надсубдукционного клина под действием потока тепла и водосодержащих флюидов, регенерированных при метаморфизме поглощаемого слэба субокеанической плиты, возникали очаги плавления и появлялись расплавы. В этой ситуации благодаря потоку тепла и флюида формировались различные магмы, состав которых соответствовал известково-щелочным глиноземистым базальтам и андезито-базальтам, а также андезитам. Все они были обогащены рядом редких и рассеянных элементов, играющих роль специфических индикаторов магматического процесса в условиях субдукции и коллизии. Примеров тому достаточно много, мы сошлемся на вулканическую серию валерьяновской свиты визейско-серпуховского возраста в Зауралье, сформировавшуюся в ходе коллизии структур Уральского палеоостроводужного пояса с Казахстанским континентом.

Зона субдукции была приурочена к окраине Устюртской микроплиты, под которую в раннекаменноугольную эпоху погружалась субокеаническая плита Прикаспийской впадины, а в более поздние эпохи, вплоть до середины пермского периода, продолжалось их столкновение в условиях коллизии и орогении. От этого времени сохранилась крупная асимметрично построенная структура Южно-Эмбинской аккреционной призмы, приуроченная к граничной сутуре глубинного разлома между Устюртским массивом и Прикаспийской впадиной.

Нам известны другие точки зрения и альтернативные гипотезы, объясняющие появление вулканитов в пределах Прикаспийской впадины. Наиболее популярной гипотезой в настоящее время является предположение о существовании внутри впадины вулканической островной дуги, ориентированной вдоль ее юго-восточного борта и приуроченной к зоне субдукции, погружающейся на запад [7]. Не вдаваясь в подробную

критику этой гипотезы (“модели”), укажем лишь на отсутствие признаков существования такого объекта – самой островной дуги внутри впадины. Ни что, кроме неоднозначной интерпретации данных аэромагнитных съемок, не может свидетельствовать данному объекту. Сами эти данные и результаты расчетов глубины расположения магнитовозмущающих тел и их толщины могут трактоваться иначе [15], тем более, что известные нам результаты измерений свидетельствуют о сравнительно низкой магнитной восприимчивости вулканогенных образований, находящихся на юго-востоке Прикаспийской впадины. Скорее всего, известные здесь гравитационный максимум и интенсивная положительная магнитная аномалия обусловлены более высоким, чем в центральной части впадины, положением её фундамента (на уровне 7–9 км от поверхности). По нашим представлениям, находящимся в согласии с данными региональных геофизических исследований и геодинамического анализа, его состав соответствует габбро-базальтовому слою океанической коры.

Мы благодарны всем коллегам, предоставившим свои материалы и участвовавшим в обсуждении различных аспектов сложнейшей и мало изученной проблемы вулканизма на юго-востоке Прикаспийской впадины, а также его геодинамической роли в формировании структур ее обрамления. Наши исследования не планировались и никем, к сожалению, не финансировались. Мы пользовались лишь моральной поддержкой наших коллег, что уже само по себе немало. Разумеется, мы осознаем, что находимся скорее в начале пути при изучении вулканизма на юго-востоке Прикаспийской впадины, поэтому будем чрезвычайно признательны всем, кто найдет возможным обсудить затронутые нами вопросы и выскажет критические замечания.

Библиографический список

1. Карцева О. А., Кирюхин Л. Г. Верхнепалеозойские отложения Устюрта // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1974. Т. 39, вып. 6. С. 5–12.
2. Соловьев Б. А., Юрель Г. Н., Павлинова Н. В. Роль вулканических процессов в формировании подсолевого комплекса на юго-востоке Прикаспийской впадины // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 1. С. 16–23.
3. Попков В. И. Палеозойский вулканогенно-осадочный комплекс северо-запада Туранской платформы // Разработка нефтегазовых месторождений. М.: ВНИОЭНГ, 1992. Вып. 4. С. 11–16.
3. Пронин А. П., Серебрякова И. А. О наличии московских отложений в Тенгиз-Кашаганской зоне юго-востока Прикаспийской впадины // Недра Поволжья и Прикаспия. 2015. Вып. 81. С. 27–34.
4. Арабаджи М. С., Безбородов Р. С., Бухаров А. В. Прогноз нефтегазоносности юго-востока Прикаспийской синеклизы. М.: Недра, 1993. 160 с.



5. Пилифосов В. М., Воцалевский Э. С., Васильев Б. А. Тектоника области сочленения Прикаспийской впадины и Северного Устюрта // Геология Казахстана. 1996. № 1. С. 66–78.
6. Пронин А. П., Турков О. С., Калмуратова С. А., Милькина Н. В. Новые данные об условиях образования палеозойских отложений п-ва Бузачи // Геология Казахстана. 1997. № 4. С. 43–52.
7. Гаврилов В. П., Леонова Е. А., Руднев А. Н. Геодинамическая модель геологического строения и нефтегазоносности Прикаспийской впадины // Геология нефти и газа. 2009. № 3. С. 2–10.
8. Пилифосов В. М., Воцалевский Э. С., Азербайев Н. А., Пронин А. П. Проблема палеозойского вулканизма юга Прикаспийской впадины // Геология Казахстана. 1997. № 1. С. 4–10.
9. Рихтер Я. А. О коллизионной природе структур юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины // Тр. / НИИ геологии Саратов. ун-та. Нов. сер. Т. 6. 2000. С. 5–15.
10. Абилхасимов Х. Б. Условия формирования природных резервуаров подсолевых отложений Прикаспийской впадины и оценка перспектив их нефтегазоносности : автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М., 2009. 40 с.
11. Попков В. И. Позднепалеозойский вулканизм Туранской плиты // Геология, география и глобальная энергия. 2010. № 3 (38). С. 30–35.
12. Гужиков А. Ю., Пронин А. П. О возможных источниках магнитных аномалий юга Прикаспийской впадины // Изв. Саратов. ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2015. Т. 15, вып. 3. С. 37–46.
13. Рихтер Я. А. Внутриплитная региональная геодинамика : Прикаспийская впадина и ее обрамления. Саратов : Изд-во Саратов. ун-та, 2012. 116 с.
14. Лабутина Л. И. Распространение эффузивных пород в верхнем палеозое в кара-калпакской части Устюрта // Вопросы литологии, фаций, палеогеографии и геохимии нефтегазоносных отложений Узбекистана. Ташкент : ФАН, 1978. С. 66–72.
15. Сегалович В. И., Волож Ю. А., Антипов М. П., Васильев О. А. Природа Северо-Каспийской гравитационной аномалии // Геотектоника. 2007. № 3. С. 30–45.