

Риолиты Килийско-Змеинового поднятия на шельфе Черного моря: геохимические свидетельства несубдукционной границы между Восточно-Европейской платформой и Скифской плитой

Е. Е. Шнюкова, 2021

Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семеново НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 12 мая 2021 г.

Впервые изучена геохимия риолитов, вскрытых на малой глубине скважиной на Килийско-Змеином поднятии северо-западного шельфа Черного моря к северо-востоку от острова Змеиный, в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. Эту зону многие геологи и геофизики рассматривают в качестве позднепалеозойской коллизионной сутуры, образовавшейся вследствие субдукции океанической коры примыкавшего с юга к Восточно-Европейской платформе океана под Скифскую плиту; она прослежена от Добруджи до Каспия и названа Северокрымской. Для проверки субдукционной природы границы между Восточно-Европейской платформой и Скифской плитой были привлечены геохимические характеристики магматических пород, являющиеся индикаторами различных геодинамических режимов. Проведено петрогеохимическое сопоставление риолитов из скважины района Змеинового с известными поблизости кислыми магматическими породами, а именно: 1) позднепермскими субщелочными гранитами и риолитами Туркоая зоны Мэчин Северной Добруджи; 2) триасовыми и/или триас-юрскими трахириолитами и риолитами зоны Тулча Северной Добруджи и татарбунарского комплекса Преддобруджинского прогиба. Дополнительно для сравнения взяты некоторые кислые породы южной окраины Скифской плиты (юго-западный Крым на суше и в море) разного возраста и генезиса. По характеру распределения редкоземельных элементов, положению на дискриминантных геохимических диаграммах и форме кривых на поликомпонентных спайдер-диаграммах риолиты Килийско-Змеинового поднятия проявляют не субдукционные, а внутриплитные геохимические черты, наиболее близкие к таковым гранитов и риолитов Туркоая зоны Мэчин Северной Добруджи. Учитывая, что последние считаются позднепермскими, можно предположить такой же возраст и для риолитов из скважины района Змеинового. С учетом особенностей разреза, геофизической информации и геохимической близости магматизма Килийско-Змеиное поднятие северо-западного шельфа представляется продолжением в Черное море структуры Северной Добруджи, входившим в гипотетический позднепалеозойский Эвксинский ороген вблизи его северной границы. Отсутствие субдукционных геохимических черт в изученных предположительно позднепермских риолитах указывает на то, что зона сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты в области украинского шельфа не является позднепалеозойской сутурой, а, скорее, представляет собой надвиг Эвксинского орогена.

Ключевые слова: риолит, шельф Черного моря, геохимия, Восточно-Европейская платформа, Скифская плита.

Введение. На юге Украины расположена зона сочленения двух важнейших тектонических элементов Северного Причерноморья — Восточно-Европейской плат-

формы (ВЕП) и Скифской плиты (СП), определяющих геологическое строение и историю развития всего Причерноморского региона (рис. 1). Точное местоположение

южной границы ВЕП в пределах Украины рисуется по-разному, но в любом варианте она представляет собой субширотную полосу, которая начинается в Преддобруджинском прогибе и трассируется по северо-западному (или, как его часто называют в зарубежной литературе, Одесскому) шельфу Черного моря к северной части Крыма и далее в Азовское море. Разногласия вызывает как ее расположение на суше (севернее—южнее), так и конфигурация на черноморском шельфе. В последнем случае принципиально важна роль субмеридионального Одесского разлома, проходящего примерно посередине акватории шельфа и делящего его северную зону на два сегмента с разной глубиной залегания фундамента. К востоку от Одесского разлома (в Крымско-Азовском сегменте), где фундамент опущен, южная граница ВЕП, согласно большинству схем, совпадает с северной границей СП и проходит по Голицынской зоне разломов до Перекопского перешейка. А вот к западу от Одесского разлома (в Преддобруджинском сегменте), в области приподнятого фундамента, линия южной границы ВЕП варьирует у разных авторов в пределах целого градуса широты; отечественные исследователи традиционно проводят ее к северу от острова Змеиный, по Килийско-Змеиную поднятию (см. рис. 1). Нет единодушия и относительно положения южной границы СП в прикрымской ее части. Есть основания считать, что на юго-западной оконечности Крыма граница СП располагается в море южнее, чем принято рисовать [Шнюкова, 2016].

Природа СП, в отличие от ВЕП, дискуссионна; особенно интригует ее домеловая история. На современной тектонической карте Украины СП рассматривается как эпиорогенная зона [Тектонічна ..., 2007]. В целом преобладает мнение, что Скифская плита — это область с позднепалеозойским фундаментом с фрагментами байкалид, испытавшая деформации в триасе, а начиная с юры — это область платформенного развития с формированием чехла [Никишин и др., 2005]. Высказывается и альтерна-

тивная точка зрения: Скифская плита — это утоненная окраина докембрийского континента, переработанная позднепалеозойским—раннемезозойским рифтингом [Saintot et al., 2006]; доминирующим тектоническим режимом с конца девона до конца юры было растяжение, прерывающееся иногда компрессионными событиями, главным из которых было поздне триасовое закрытие Палеотетиса. Авторы новой концепции привлекают в качестве аргументов то, что геофизическое строение литосферы СП имеет больше сходства с ВЕП, нежели с герцинскими поясами Европы, а также отсутствие мощного метаморфизма, привычного в орогенных поясах.

Споры о характере сочленения ВЕП и СП продолжаются уже много лет. Контакт между ними по геофизическим данным долго представлялся как глубинный разлом [Соллогуб, 1986]. Граница между этими элементами не вертикальная, а полого погружающаяся на юг (во всяком случае, восточнее Одесского разлома). Это послужило одним из аргументов для рассмотрения данной границы в качестве позднепалеозойской коллизионной сутуры с южным падением сместителя [Юдин, 2003, 2008]; она прослежена от Добруджи до Каспия и названа Северокрымской (рис. 2). Возможно, на Кавказе обоснованность выделения этой сутуры может быть подкреплена обширным позднепалеозойским магматизмом, в том числе офиолитовым. Но ни в Крымско-Азовском, ни в Преддобруджинском сегментах нет надежных геологических данных, свидетельствующих о том, что это именно сутура, а не просто надвиг. На палеогеодинамических разрезах [Юдин, 2008] создается впечатление, что в конце палеозоя происходила субдукция ВЕП под СП; разъясняется, что на южном краю ВЕП был палеоокеан (фрагмент Палеотетиса?) с океанической корой, которая и субдуцировала под террейн Скифия (см. рис. 2). Утверждается, что в присутурной зоне обнаружены остатки субдуцированной океанической коры в виде офиолитов. Но два из трех компонентов классической офиолитовой триады (радиоляриты

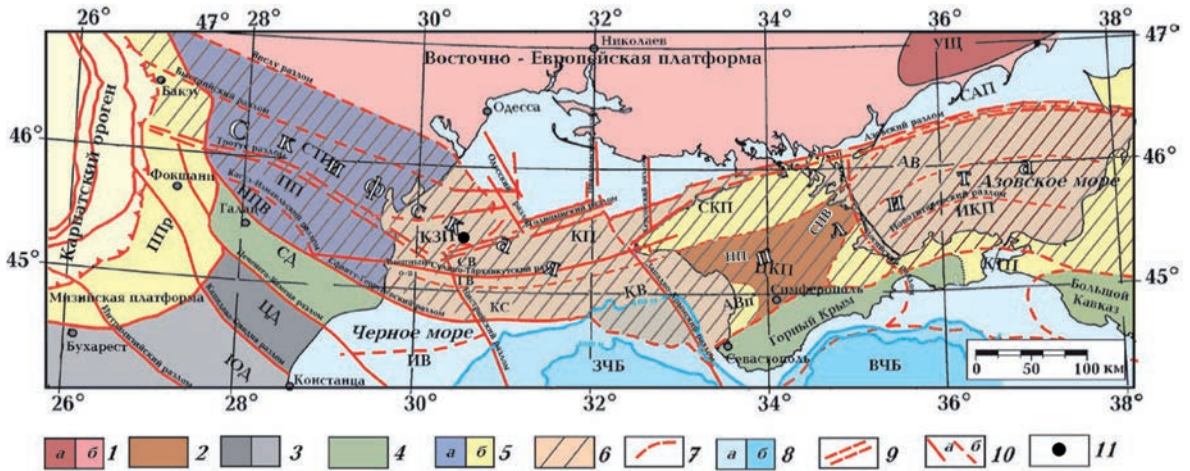


Рис. 1. Тектоническая схема западной части Скифской плиты по [Starostenko et al., 2015; Фарфуляк, 2015]: 1 — архей-раннепротерозойская Восточно-Европейская платформа (а — Украинский щит (УЩ), б — южный склон ВЕП); 2 — байкало-варисский (герцинский) фундамент Скифской плиты; 3 — палеозойская Мизийская платформа; 4 — альпийский складчатый пояс; 5 — наложенные прогибы (а — палеозой-среднемезозойские, б — альпийские); 6 — Скифская плита; 7 — локальные структуры осадочного чехла и фундамента; 8 — Восточно- и Западно-Черноморский бассейны (а — шельф, б — континентальный склон и глубоководная часть); 9 — южная граница Восточно-Европейской платформы; 10 — глубинные и региональные разломы (а — общепринятые, б — предполагаемые); 11 — местоположение скважины 347.

Сокращения: АВ — Азовский вал, АВп — Альминская впадина, ВЧБ — Восточно-Черноморский бассейн, ГВ — вал Губкина; ЗЧБ — Западно-Черноморский бассейн, ИВ — Истрийская впадина, ИКП — Индоло-Кубанский прогиб, КВ — Каламитский вал, КЗП — Килийско-Змеиное поднятие, КП — Каркинитский прогиб, КС — Краевая ступень, КТП — Керченско-Таманский прогиб, НПВ — Нижнепрутский выступ, НП — Новоселовское поднятие, ПП — Преддобруджинский прогиб, ППр — Предкарпатский прогиб, САП — Северо-Азовский прогиб, СВ — Сулинская впадина, СД — Северная Добруджа, СКП — Северо-Крымский прогиб, СНВ — Симферопольско-Новоцарицынский выступ, СТП — Сарата-Тузлинский прогиб, ЦД — Центральная Добруджа, ЦКП — Центральнo-Крымское поднятие, ЮД — Южная Добруджа.

Fig. 1. Tectonic scheme of the western part of the Scythian Plate after [Starostenko et al., 2015; Фарфуляк, 2015]: 1 — Archean-Lower Proterozoic East European Platform (a — Ukrainian Shield (УЩ), b — southern slope of the EEP); 2 — Baikalian-Variscan (Hercynian) basement of the Scythian Plate; 3 — Paleozoic Moesian Platform; 4 — Alpine fold belt; 5 — imposed troughs (a — Paleozoic-Mid-Mesozoic, b — Alpine); 6 — Scythian Plate; 7 — local structures of sedimentary cover and basement; 8 — West and East Black Sea basins (a — shelf, b — continental slope and deep basin); 9 — southern margin of the East European Platform; 10 — deep and regional faults (a — conventional, b — supposed); 11 — location of the borehole 347.

Abbreviations: АВ — Azov swell, АВп — Alma depression, ВЧБ — East Black Sea basin, ГВ — Gubkin ridge; ЗЧБ — West Black Sea basin, ИВ — Istria depression, ИКП — Indolo-Kuban trough, КВ — Kalamit ridge, КЗП — Kiliya-Zmeinyi uplift, КП — Karkinit trough, КС — Kraevaya step, КТП — Kerch-Taman trough, НПВ — Lower Prut horst, НП — Novoselovka high, ПП — Pre-Dobruja depression (or Pre-Dobrudja trough, or Dobrudja foredeep), ППр — Carpathian foredeep, САП — North Azov trough, СВ — Sulina depression, СД — North Dobruja, СКП — North-Crimean trough, СНВ — Simferopol-Novotsaritsinskiy swell, СТП — Sarata-Tuzla trough, ЦД — Central Dobruja, ЦКП — Central Crimean uplift, ЮД — South Dobruja.

и ультрабазиты) экзотичны и описаны в Крыму далеко на юг от предполагаемого Северокрымского сутурного шва. А плохо изученные основные магматические породы не обязательно являются третьим

компонентом офиолитовой триады, поскольку базиты офиолитов очень трудно отличить от базитов иного происхождения даже на основании самой современной аналитики. Да и сами субдукционные про-



Рис. 2. Северокрымская сutura на структурно-геодинамической карте докембрийского и палеозойского этапов конвергенции по [Юдин, 2008].

Fig. 2. North Crimean suture on the structural-geodynamic map of the Precambrian and Paleozoic stages of convergence after [Юдин, 2008].

цессы должны были иметь магматическое сопровождение. В Равнинном Крыму многочисленными скважинами действительно вскрыты магматические породы (новоселовский комплекс), но они относятся не к палеозою, а скорее к триасу—юрю; их геохимические характеристики, которые могли бы подтвердить или опровергнуть субдукционный (или офиолитовый?) генезис, неизвестны. Так что никаких оснований относить их к позднепалеозойскому активно-окраинному (!) комплексу, как это сделано в работе [Юдин, 2003], нет. Нельзя забывать, что часто в тех же скважинах Равнинного Крыма есть и более молодые, раннеюрские малые интрузии (северокрымский комплекс). Без специального изучения современными методами эти комплексы трудно-различимы, и часто одни и те же породы приписывают то одному, то другому из них. Путаницу вносят неоднозначные старые данные калий-аргонового датирования по-

род. Так, многочисленные датировки сланцев, пробуренных на Голицынском поднятии шельфа (также вблизи зоны сочленения ВЕП и СП!) на глубине около 4 км, дали пермские возрасты [Щербак и др., 1981], хотя эти породы, вероятно, верхнепротерозойские [Павлюк, 2014]. Предполагавшийся по датировкам роговиков пермский возраст новоселовского комплекса опровергают триасовые цифры датирования других пород [Плахотный, Бондаренко, 1972]. Все это создает почву для необоснованных, весьма произвольных геодинамических реконструкций.

Среди геофизиков немало сторонников существования упомянутого гипотетического сутурного шва. В результате геологической интерпретации данных ГСЗ сейсмического профиля DOBRE-5, который проходит как раз вдоль зоны сочленения ВЕП и СП, была выделена наклонная сейсмическая граница (НСГ) юг-юго-восточного падения со средним углом наклона 17° , однозначно связанная с указанной зоной сочленения и отождествляемая с Северокрымской коллизионной сутурой [Фарфужак, 2015]. Западное начало НСГ приходится на Килийско-Змеиное поднятие черногоморского шельфа (рис. 3). Именно здесь в 2009 г. при бурении скважины 347 к северо-востоку от о-ва Змеиный на глубине 56 м от поверхности дна (при глубине моря 22 м) были вскрыты кислые эффузивные породы — риолиты [Какаранза и др., 2011]. Изучение их вещественного состава, возможно, внесет материальный вклад в давний спор о природе контакта между ВЕП и СП, поскольку геохимические характеристики магматических пород являются индикаторами различных геодинамических режимов. Кислые породы в этом отношении менее информативны, чем основные и средние, но все же отражают геодинамические обстановки конвергентных границ плит (активных континентальных окраин, континентальных зон коллизии) и континентального внутриплитного магматизма. Поэтому целью настоящей статьи является петро-геохимическое сопоставление обнаруженных риолитов с известными поблизости кислыми магматическими породами.

Геологическое строение и магматизм Преддобруджинского сегмента шельфа и прилегающей суши по геофизическим и геологическим данным. Килийско-Змеиное поднятие (КЗП), в пределах которого пробурена скв. 347, ограничивает с юга Преддобруджинский прогиб, на юго-западе вдоль разлома Георгиевского гирла Дуная причленяется к Северной Добрудже, а на востоке замыкается вблизи Одесского разлома. На КЗП кристаллический фундамент (для геофизиков — со скоростями более 5,72 км/с) подходит ближе всего к поверхности дна на всем шельфе (см. рис. 3). Находка магматических пород в изученном районе была предсказуемой, но все же столь малая глубина их залегания стала неожиданностью. На схеме структурного положения магматических образований северо-западного шельфа Черного моря [Радзивил, Радзивил, 2006] район скв. 347 был выделен как Вилковский магматический узел в пределах Змеиного блока байкальской консолидации. Сообщалось там же [Радзивил, Радзивил, 2006], что на про-

тивоположной от Одесского разлома, восточной (Прикрымской) части шельфа в скв. Южно-Бортовая-1 на глубине около 1,5 км вскрыты красно-бурые граниты, возраст которых составляет 275 млн лет; к сожалению, никаких сведений о вещественном составе датированных гранитов нет. Эта скважина пробурена в море на северо-западной оконечности Центрально-Крымского поднятия немного южнее профиля DOBRE-5, по результатам интерпретации которого здесь также фиксируется поднятие кристаллического фундамента (см. рис. 3). Непонятно, с какими из известных в скважинах на близлежащей крымской суше магматическими образованиями эти граниты можно сопоставить: относящиеся к уже упоминавшемуся пермо?-триасовому новоселовскому комплексу породы имеют более основной состав, а среди пород северо-крымского комплекса есть кислые дифференциаты, но юрские (например, балашовские граниты). На шельфе нигде более в субширотной полосе от о-ва Змеиный до м. Тарханкут кислые породы не выявлены.

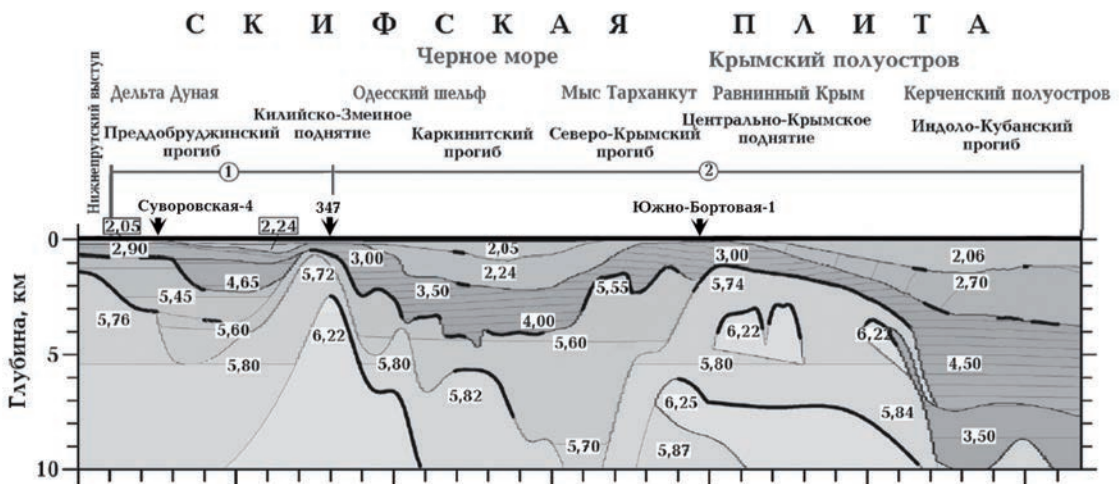


Рис. 3. Сейсмическая модель по скоростям распространения продольных волн вдоль профиля DOBRE-5 по [Starostenko et al., 2015; Фарфуляк, 2015]. Цифры в кружках: 1 — Преддобруджинский сегмент; 2 — Крымско-Азовский сегмент Скифской плиты; в белых прямоугольниках — значения скоростей (км/с); черные стрелки — примерное положение упоминаемых в тексте скважин.

Fig. 3. Seismic model for longitudinal wave velocity along the DOBRE-5 profile after [Starostenko et al., 2015; Фарфуляк, 2015]. Numbers in circles indicate segments of the Scythian plate: 1 — Pre-Dobruja, 2 — Crimean-Azov. Velocity values in km/s are shown in white boxes. Black arrows show the approximate positions of boreholes mentioned in the text.

По сейсмическим данным, кровля палеозоя на Килийско-Змеином поднятии сильно приподнята (рис. 4). Меловых отложений здесь нет, в отличие от шельфа к восто-

ку, где они лежат прямо на позднепротерозойском фундаменте. Палеозой представлен позднекаледонскими карбонатными формациями верхнего силура—нижнего девона, пробуренными скважиной на о-ве Змеиный [Богаец и др., 1976] до глубины 509 м. Сведений о породах докембрийского фундамента нет.

Главная структура северо-западного Причерноморья — Преддобруджинский прогиб (ПП), заполненный мощной толщей осадочно-метаморфических вендских и осадочных герцинских (палеозойских и триасовых) формаций, перекрытых с размывом породами средней юры и мела [Павлюк, 2014]. Разрез палеозоя здесь, в отличие от

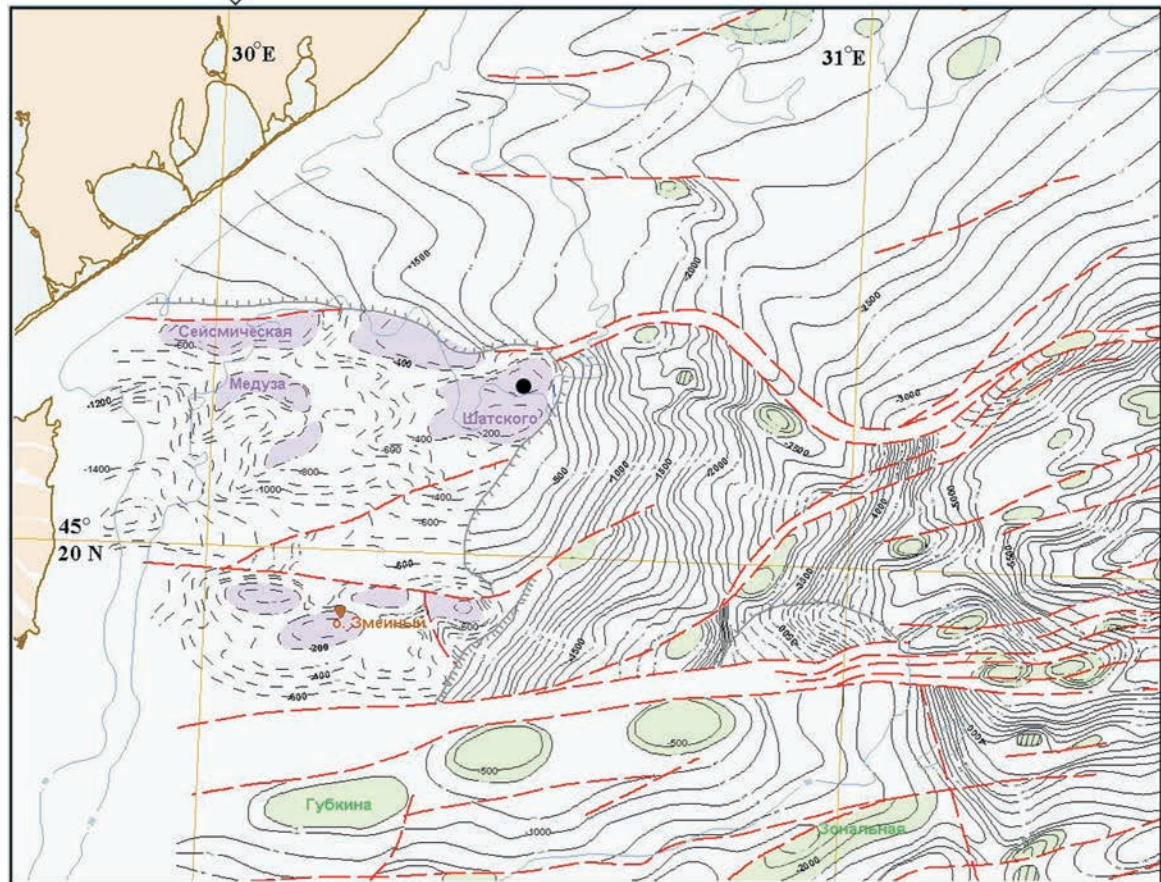
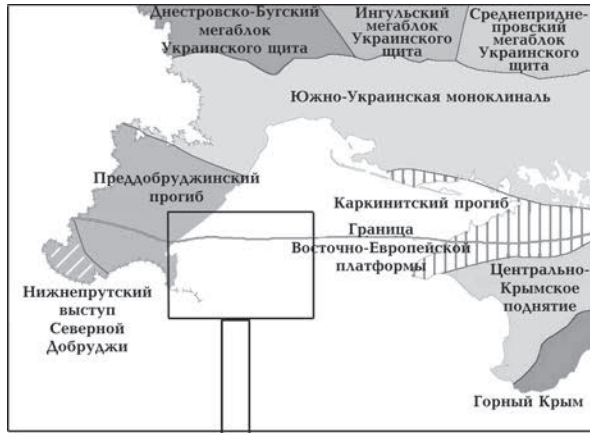


Рис. 4. Положение изученного района (прямоугольник) на схеме тектонического районирования Украины [Тектонічна ..., 2007] (а). Фрагмент структурной карты по подошве мела (сплошные изолинии) и кровле палеозоя (пунктирные изолинии) северо-западного шельфа Черного моря м-ба 1 : 200 000 (ГГП «Укргеофізика», 2001, автор А.Ф. Коморный) (б). Серым оконтурены нефтегазоносные структуры шельфа; черной точкой показано местоположение скважины 347.

КЗП, включает эвапоритовые и молассовые отложения от среднего девона до преобладающего нижнего карбона и, с перерывом, от перми до нижнего триаса. Последнее обстоятельство часто привлекается для обоснования пермо-триасового рифта на месте ПП [Seghedi et al., 2003]. Структура прогиба дифференцирована на депрессии и поднятия (рис. 5). Прилегающая к Дунаю часть ПП является одновременно северным погруженным склоном Северной Добруджи. В целом ПП считается [Никишин и др.,

2005] позднепалеозойским краевым форландовым бассейном, наложенным на деформированную пассивную окраину Восточно-Европейской платформы (или на Скифскую плиту, если ее рассматривать как переработанный южный край ВЕП).

В пределах ПП кислые магматические породы известны в скважинах как в фундаменте, так и в осадочном чехле (см. таблицу). В основании Преддобруджинского прогиба залегают биотитовые и амфибол-биотитовые плагиограниты, которые производ-

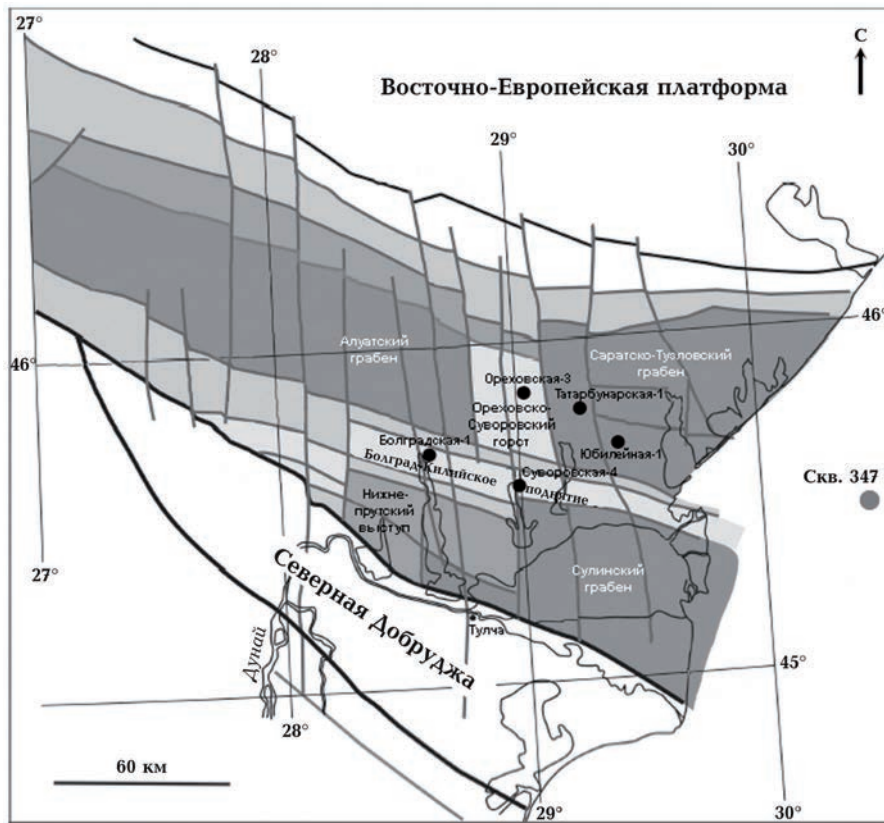


Рис. 5. Схема основных депрессий и поднятий (в градациях серого, соответственно) Преддобруджинского прогиба по [Seghedi, 2012] с местоположением опорных скважин на суше и скв. 347 на шельфе.

Fig. 5. Sketch map of the main depressions and uplifts (in greyscale, respectively) of the Pre-Dobruja trough after [Seghedi, 2012] with the location of key wells onshore and borehole 347 offshore.

←
Fig. 4. The location of studied area (rectangle) on the tectonic zoning scheme of Ukraine [Тектонічна ..., 2007] (a). Fragment of the structural map of scale 1 : 200 000 along the base of the Cretaceous (solid isolines) and the top of the Paleozoic (dashed isolines) for the Black Sea northwestern shelf (SGE «Ukrgeofizyka», 2001, author A. F. Komornyi) (b). Oil-and-gas structures of the shelf are outlined in grey; the black dot shows the location of the borehole 347.

ственники считали архей-протерозойскими и объединяли под названием «суворовский комплекс» (скв. Болградская-1, Суворовская-4) [Державна ..., 2008]. В западной части они перекрыты юрскими отложениями. По линии Болград—Суворово породы этого комплекса приподняты, образуют Болград-Килийское поднятие (см. рис. 5) и перекрыты образованиями венда. К-Аг датирование гранитов дало более молодой, чем ожидалось, — неопротерозойский — возраст (790, 640—620 млн лет) [Njaga, Mogož, 1987], близкий к таковому гранитов, известных как южнее — в фундаменте Мизийской (Мезийской) плиты, так и севернее — в составе сивашского комплекса Причерноморской впадины [Плахотный, Бондаренко, 1972]. Еще моложе, согласно К-Аг датированию, оказались биотитовые граниты Ореховско-Суворовского поднятия (или Ореховской перемычки), относимые к тому же суворовскому комплексу: 334—320 млн лет, т. е. нижний карбон (скв. Ореховская-3). Кислые магматические породы этого возраста фиксируются на южной окраине Скифской плиты в крымской ее части: карбонатизированные дациты Форосского выступа континентального склона (U-Pb по циркону 321 млн лет) [Шнюкова, 2016], трахириолиты (описаны как граниты) в скважинах на Гераклеюмском плато Крыма (К-Аг 325 млн лет по породе, 320 млн лет по био-

титу) [Щербак и др., 1981; Добровольская и др., 1983], но они, возможно, находятся не в коренном залегании, а в виде крупных олистолитов.

Восточнее Ореховско-Суворовского поднятия, в Саратовско-Тузловской депрессии, многочисленными скважинами под отложениями средней юры на глубинах от 1 до почти 4 км вскрыта мощная осадочно-вулканогенная толща в виде субгоризонтально лежащих сложно чередующихся осадочных и вулканических пород, которая была выделена в «татарбунарский комплекс» [Тектоника Северного ..., 1988]. Эффузивные породы и их туфы представлены спилитами, диабазами, андезибазальтами, трахитами, плагиотрахитами, трахириодацитами, трахириолитами, риолитами (номенклатура по [Мороз, 1984; Семка и др., 1984]), причем основные и средние эффузивы залегают в нижней части разреза, а средние и кислые — в верхней (скв. Татарбунарская-1, Юбилейная-1). Разными исследователями возраст комплекса определялся в стратиграфическом диапазоне от среднего карбона до ранней юры. Преобладали две точки зрения: первая — пермь [Njaga, Mogož, 1987] на основании К-Аг датирования, но не магматических пород (в этом случае татарбунарский комплекс рассматривался как синрифтовый щелочной вулканизм бимодальной базальт-тра-

Опорные скважины Преддобруджинского прогиба, вскрывшие кислые магматические породы

Лист Геолкарты	Площадь	№ скв.	Интервал глубин, м	Комплекс (породы)	Возраст
Измаил	Болградская	1	1125—1704	Суворовский (плагиограниты)	790—620 млн лет
- « -	Суворовская	4р	3332—3434	- « -	PR?
Килия	Ореховская	3р	2825—2920	? (плагиогранит?)	334—320 млн лет
- « -	Татарбунарская	1	1214—1363	Татарбунарский (трахириодациты, риодациты, трахириолиты, риолиты)	P-T-J?
- « -	Юбилейная	1	1625—1630; 2085—2941	- « -	182 млн лет

хитовой ассоциации [Seghedi et al., 2003]); вторая — триас [Тектоника Северного ..., 1988]. Но К-Аг датирование риолитов из скв. Юбилейная-1 (глубина 1686 м) дало 182 млн лет [Семка и др., 1984], т. е. раннюю юру. Помимо северной части Скифской плиты в Равнинном Крыму, раннеюрские магматиты выявлены на ее предполагаемой южной оконечности — Форосском выступе (дациты с К-Аг возрастом 197 млн лет [Шнюкова, 2016]). В целом, вероятно, татарбунарский комплекс имеет триас-юрский возраст.

На юго-западе ПП граничит с Нижнепрутским выступом Добруджи, пермский магматизм которого неплохо петрографически изучен [Мороз, 1984]. Это небольшие дайки и малые интрузии, вскрытые в скважинах к юго-западу от г. Болград на глубинах 400—650 м. Породы описаны под названиями сиениты и сиенит-порфиры; гранодиорит-порфиры (датированы в 280 млн лет); монцониты и кварцевые монцонит-порфиры. Однако кислых пород среди них нет — это средние субщелочные гипабиссальные породы. В интерпретации [Seghedi et al., 2003] сиенитовые тела считались подводящими каналами для вулканитов татарбунарского комплекса, что спорно. Производственники выделяли сиенитовые тела в долинский комплекс раннего—среднего карбона (!), но с оговоркой, что возраст может быть моложе — вплоть до ранней юры [Державна ..., 2008].

Северная Добруджа (СД) — изначально герцинский ороген, переработанный в киммерийский этап (триас—юра) — отделяется от Преддобруджинского прогиба (и от Скифской плиты) Сфанту-Георгиевским разломом, проведенным по гирлу Дуная и прослеженным далее на восток в акваторию Черного моря. На некоторых тектонических схемах (см. рис. 1) СД относится к альпийским структурам, хотя после завершения киммерийского этапа орогенические деформации там были незначительными [Хаин, 1984]. Как и для ПП, для СД предполагается пермо-триасовый рифтинг, но не исключено, что и в девоне СД была частью рифтовой системы, развитой на юж-

ной окраине ВЕП [Saintot et al., 2006].

В основании Северной Добруджи залегают метаморфизованные мезо-неопротерозойские образования, аналогичные породам фундамента Мизийской плиты. В северодобруджинском орогене выделяются две главные зоны разного возраста: западная — зона Мэчин (Macin) и восточная — зона Тулча (Tulcea). В обеих зонах известны кислые магматические породы (рис. 6).

В зоне Мэчин отложения силура—девона перекрыты главной стратиграфической молассовой серией карапелит (карбон—нижняя пермь); мезозой здесь ограничен. Выходы риолитов в ассоциации с гранитами развиты вдоль разлома Печеняга—Камена, ограничивающего с юга Северную Добруджу; самые крупные из них — Туркоая (Turcoaia-Cirjelari) и Греч (Greci). В первых риолиты залегают в виде даек, субвулканических тел или периферийных фаций гранитных интрузий и имеют некоторые специфические черты минерального состава [Seghedi et al., 1992]. Они сначала считались по К-Аг пермскими, затем по Rb-Sr — верхнетриасовыми, а сейчас их все же относят к поздней перми [Seghedi, 2012]. Вторые — граниты Греч — не сопровождаются риолитами; они единственные продатированы U-Pb методом LAICP-MS по циркону, получен возраст 259 млн лет [Balica et al., 2011]. Граниты Греч и Туркоая интродуцируют серию карапелит, т. е. являются субсеквентными. В серии карапелит в виде конгломератов переотложены граниты с подтвержденным современными методами возрастом 600 Ма.

В зоне Тулча карбона нет; главенствует мезозойская серия налбанд (верхний триас—нижняя юра) — аналог крымской таврической серии. Магматическая деятельность представлена бимодальным базальт-риолитовым вулканизмом (с преобладанием базальтов) раннего—среднего триаса. Небольшие выходы риолитовых пород от субвулканических до эффузивных есть в районе Somova—Mineri—Issacea, примыкающем к Сфанту-Георгиевскому разлому; они однозначно считаются триасовыми инициальными (т. е. предшествовавшими

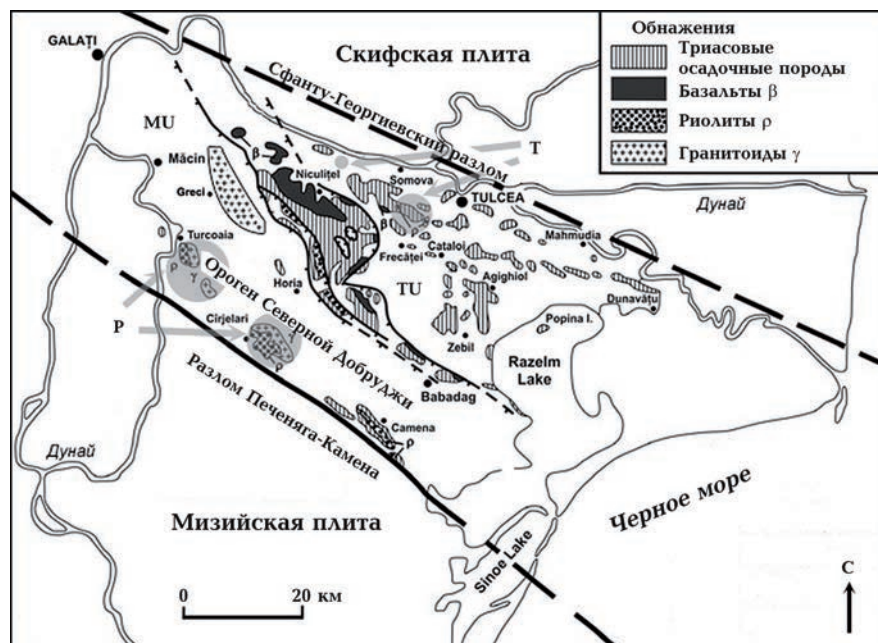


Рис. 6. Упрощенная геологическая карта киммерийского орогена Северной Добруджи с локализацией распространения пермо-триасовых магматических пород [Gradinaru, 2000]. Серыми кругами выделены участки, кислые породы которых (P — пермские, T — триасовые) наиболее близки петрохимически к риолитам скв. 347 и привлекались для геохимического сопоставления с ними.

Fig. 6. Simplified geological map of the Cimmerian orogen of Northern Dobruja with the localization of the distribution of Permo-Triassic igneous rocks [Gradinaru, 2000]. Grey circles mark the areas, acid rocks of which (P — Permian, T — Triassic) are petrochemically most similar to the rhyolites of borehole 347 and were used for geochemical comparison with them.

осадконакоплению) среди серии налбанд.

Первоначально вулканы татарбунарского комплекса ПП сопоставлялись с субсеквентными гранитами Туркоая и Греч, но позже Ю.М. Довгаль [Тектоника Северного ..., 1988] рассматривал этот комплекс в качестве инициальной серии, с которой началась киммерийская регенерация эпикаледонской субплатформенной области Скифской плиты, т. е. параллелизовал татарбунарские вулканы с таковыми зоны Тулча.

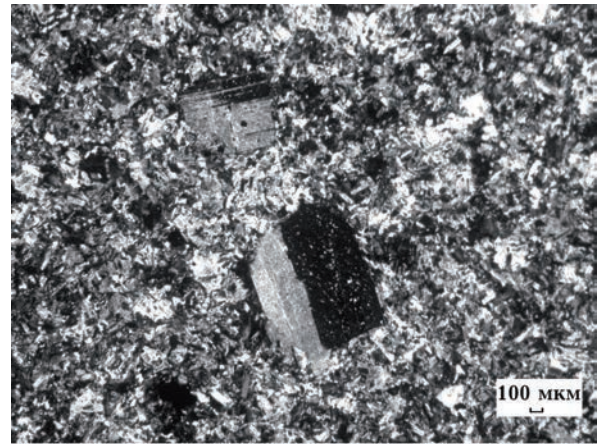
Таким образом, возраст риолитов Килийско-Змеинового поднятия может колебаться от карбона до юры. Исходя из вышеизложенного, риолиты из скв. 347 можно сопоставлять с: 1) верхнепротерозойскими и/или карбоновыми плагиогранитами суворовского комплекса Преддобруджья (Болград-Килийское и Ореховско-Суворовское под-

нятия); 2) пермскими субщелочными гранитами и риолитами Туркоая зоны Мэчин Северной Добруджи; 3) триасовыми и/или триас-юрскими трахириолитами и риолитами зоны Тулча Северной Добруджи и татарбунарского комплекса Преддобруджья (Саратско-Тузловская депрессия). Следует отметить, что в скв. 347 риолиты вскрыты на очень малой глубине от поверхности дна (всего 56 м) непосредственно под маломощными четвертичными отложениями, в то время как породы такой кремнекислотности в наземной части Преддобруджинского прогиба залегают на глубине не менее километра, а в Северной Добрудже и вовсе обнажены. К сожалению, керн всех глубоких скважин юга Украины уничтожен, поэтому привлечь для сопоставления гранитоиды суворовского комплекса ПП (как, впрочем, и северокрымского комплекса Равнин-

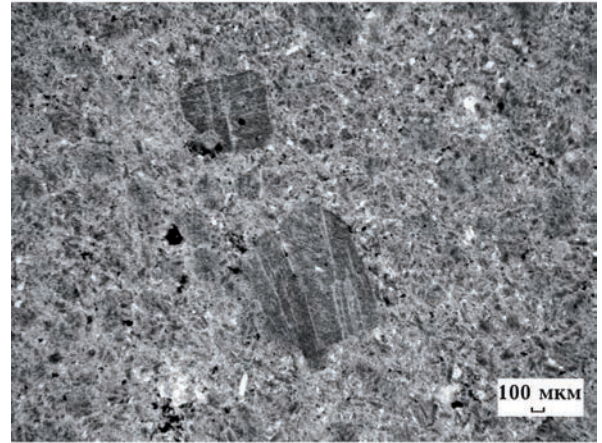
ного Крыма) нельзя. Геохимический состав этих пород не изучался, а отрывочные данные об их химическом составе (скв. Болградская-1) заставляют усомниться в отношении их к плагиогранитам [Державна ..., 2008]. Татарбунарский комплекс ПП изучен только петрохимически. Для СД ситуация лучше: румынские коллеги изучали не только петрохимию, но и геохимию кислых пород [Seghedi et al., 1992], что позволило сравнить их с риолитами скв. 347. Дополнительно для сравнения взяты кислые породы южной окраины СП (юго-западный Крым на суше и в море) разного возраста и генезиса.

Описание породы и методы ее исследования. В скв. 347 по риолиту пройдено около 2 м. Риолит макроскопически представляет собой крепкую лейкократовую породу розово-буроватого цвета. Под микроскопом порода имеет порфиоровую структуру с микропойкилитовой основной массой (рис. 7). Вкрапленники представлены таблитчатыми (размером 0,3—0,8 мм в поперечнике) или призматическими (размером около 1 мм в длину) кристаллами плагиоклаза (альбит-олигоклаз). Основная масса раскристаллизована, состоит из близкоизометричных выделений калиевого полевого шпата (размером около 0,2 мм), содержащих пойкилитовые беспорядочно расположенные лейстовидные вростки плагиоклаза, а также ксеноморфных выделений кварца (размером 0,2—0,3 мм) в интерстициях. Детальнее породообразующие минералы описаны в работе [Какаранза и др., 2011]. Структурные особенности породы позволяют считать ее даже не эффузивной, а гипабиссальной.

В навесках пород после их измельчения и истирания определялись содержания петрогенных элементов на спектрометре СРМ-25 (аналитик В.В. Загородний), редких и рассеянных элементов на спектрометре СЭР-01 Elva X (аналитик А.В. Андреев) методом рентгенофлуоресцентного анализа в КНУ им. Т. Шевченко, а также полного спектра элементов, включая редкоземельные, методом ICP-MS (аналитик В.К. Карандашев) в ИПТМ РАН (Черноголовка, РФ).



а



б

Рис. 7. Микрофотографии шлифа риолита из скв. 347 в скрещенных (а) и параллельных (б) николях.

Fig. 7. Micrographs of a rhyolite thin section from borehole 347 in crossed (a) and parallel (b) polars.

Петрохимия и геохимия. Согласно петрохимической классификации (рис. 8, а), порода из скв. 347 принадлежит нормальному (по анализу из [Какаранза и др., 2011]) или субщелочному ряду и может быть названа, соответственно, риолитом или трахириолитом. Близкие к ней породы из скважин ПП, взятые для сравнения, демонстрируют несколько меньшую кремнекислотность [Каталог ..., 1988]. Наиболее кислые эффузивы нормальной и повышенной щелочности (в современной классификации соответственно риодациты, риолиты и трахириодациты, трахириолиты) вскрыты в интервалах глубин 1214—1363 м (скв. Татарбу-

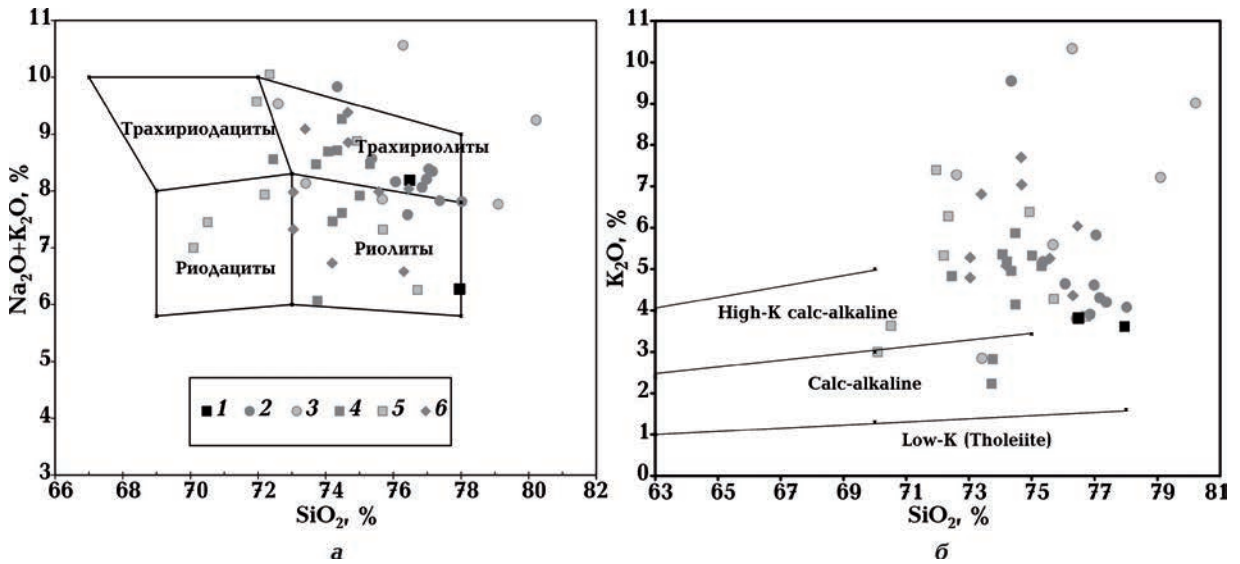


Рис. 8. Положение риолитов из скв. 347 (1) на классификационной диаграмме TAS для вулканических пород (а) и диаграмме $\text{SiO}_2\text{—K}_2\text{O}$ (б, поля серий по Peccerillo, Taylor, 1976) по сравнению с близкими кислыми породами из обнажений Северной Добруджи [Seghedi et al., 1992] (2 — Туркоая зоны Мэчин, 3 — зона Тулча) и скважин Преддобруджинского прогиба [Каталог ..., 1988] (4 — Татарбунарская-1, 5 — Юбилейная-1) и Гераклеийского плато юго-западного Крыма (6). Анализы пересчитаны на сухое вещество.

Fig. 8. The position of rhyolites from borehole 347 (1) on the TAS classification diagram for volcanic rocks (a) and the K_2O vs SiO_2 diagram (б, fields of series after Peccerillo, Taylor, 1976) compared with similar acid rocks from the outcrops of the Northern Dobruja [Seghedi et al., 1992] (2 — Turcoaia of the Machin zone, 3 — Tulcea zone) and the boreholes of the Pre-Dobruja trough [Каталог ..., 1988] (4 — Tatarbunarska-1, 5 — Yubileina-1) and the Heracleean plateau of the southwestern Crimea (6). Analyses are recalculated on an anhydrous basis.

нарская-1) и 1625—1630; 2085—2941 м (скв. Юбилейная-1), причем в первой скважине преобладают трахириолиты и риолиты, а во второй — трахириодациты и риодациты. Риолитовую кремнекислотность имеют сопоставимые с ними эффузивно-гипабиссальные породы, известные в скважинах на Гераклеийском плато юго-западного Крыма на небольших глубинах от 40 до 180 м и описанные производителями как риолиты и гранит-порфиры. Для кислых пород разных зон СД заметно, что эффузивы зоны Тулча имеют непостоянный, пестрый состав, в то время как граниты и риолиты (скорее трахириолиты) Туркоая зоны Мэчин характеризуются выдержанным составом, близким к породе из скв. 347. Если рассматривать не суммарную щелочность, а отдельно калиевоcть пород (рис. 8, б), то видно, что практически все сопостав-

ляемые кислые породы имеют значительно большее содержание K_2O , чем риолиты скв. 347, за исключением тех же гранитов и риолитов Туркоая. Необходимо отметить, что и в ПП, и в СД есть, помимо нанесенных на диаграммы, еще более высококальциевые породы. Даже в зоне Мэчин, где граниты-риолиты Туркоая (Turcoaia-Cirjelari) петрохимически повторяют породу из скв. 347, находящиеся к юго-востоку (см. рис. 6) от них риолиты Камена (Camena), не сопровождающиеся, в отличие от Туркоая, гранитами, имеют содержание K_2O на уровне 7—9% [Seghedi et al., 1992]. На Гераклеийском плато Крыма породы именно такой калиевоcти были датированы карбоном.

Традиционным для геохимических исследований является изучение распределения нормированных к хондриту редкоземельных элементов (РЗЭ). Доказано, что

характер спектров различается для гранитов ведущих геодинамических обстановок: субдукционных, внутриплитных и коллизионных [Великославинский, 2003], причем наиболее контрастно — для первых двух. Такая контрастность хорошо видна при соотнесении спектров РЗЭ риолита из скв. 347 и кислых магматических пород (плагиориодацитов, плагиориолита и тоналита) Ломоносовского подводного массива (ЛПМ) континентального склона Черного моря, для которых предполагается субдукционный генезис [Шнюкова, 2016, 2019]. Породы ЛПМ имеют «субдукционный» полого наклонный график со слабо выраженной Eu аномалией, в то время как риолит из скв. 347 характеризуется типично «внутриплитным» распределением с сильным обогащением легкими и обеднением тяжелыми РЗЭ и выраженным Eu минимумом (рис. 9, а). Напротив, при сравнении спектров РЗЭ риолита из скв. 347 и наиболее близких к нему по петрохимии пород СД выявляется явное сходство (рис. 9, б). При этом в области легких РЗЭ (La, Ce, Pr, Nd, Sm) графики идентичны, а в области тяжелых (Yb, Lu) есть некоторые различия: граниты и риолиты Туркоая зоны Мэчин располагаются выше линии риолита скв. 347 и вместе с ним проявляют типично внутриплитный характер, а риолиты зоны Тулча — ниже, что свойственно коллизионным гранитам. Отметим, что термин «граниты» принят в геохимических диаграммах для сокращения и на самом деле объединяет не только интрузивные гранитоиды, но и кислые вулканиты.

Наиболее принятым геохимическим методом определения тектонического положения гранитоидов до сих пор считается диаграмма Дж. Пирса (Y + Nb) — Rb [Pearce et al., 1984], предназначенная для распознавания океанических, островодужных, внутриплитных и синколлизионных гранитов (рис. 10). На этой диаграмме риолит из скв. 347 попадает в поле внутриплитных гранитов вместе с гранитами и риолитами Туркоая зоны Мэчин и риолитами зоны Тулча, однако последние имеют тенденцию к выходу в поле коллизионных гранитов.

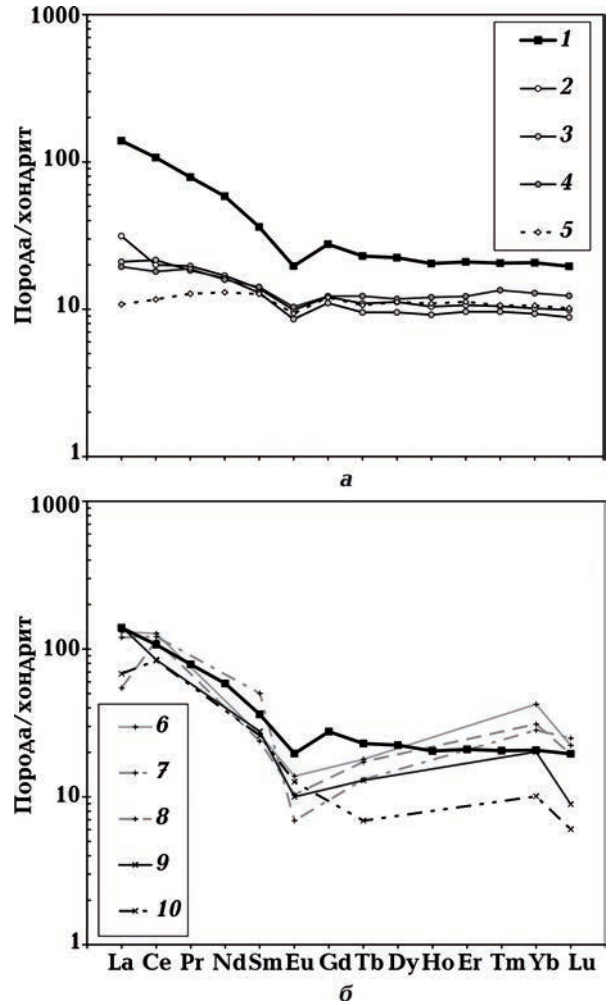


Рис. 9. Спектры распределения РЗЭ в риолите из скв. 347 (1) по сравнению с (а) кислыми магматическими породами (ВМ — высокомагнезиальными, УМ — умеренно магнезиальными) Ломоносовского подводного массива [Шнюкова, 2016]: 2 — ВМ плагиориодацит, 3 — УМ плагиориодацит, 4 — УМ плагиориолит, 5 — тоналит плагиогранитной серии; (б) петрохимически наиболее близкими к нему гранитами и риолитами Северной Добруджи [Seghedi et al., 1992]: 6—8 — риолиты Туркоая зоны Мэчин, 9—10 — риолиты зоны Тулча. Нормировано к хондриту по Taylor, McLennan, 1985.

Fig. 9. Chondrite-normalized REE patterns for rhyolite from borehole 347 (1) in comparison with (a) acid igneous rocks (HM — high-magnesian, MM — moderate-magnesian) of the Lomonosov submarine massif [Шнюкова, 2016]: 2 — HM plagioryhodacite, 3 — MM plagioryhodacite, 4 — MM plagioryholite, 5 — tonalite of plagiogranite series; (b) petrochemically most similar to it granites and rhyolites of the Northern Dobruja [Seghedi et al., 1992]: 6—8 — rhyolites Turcoaia of the Machin zone, 9—10 — rhyolites of the Tulcea zone. Normalizing values are from Taylor, McLennan, 1985.

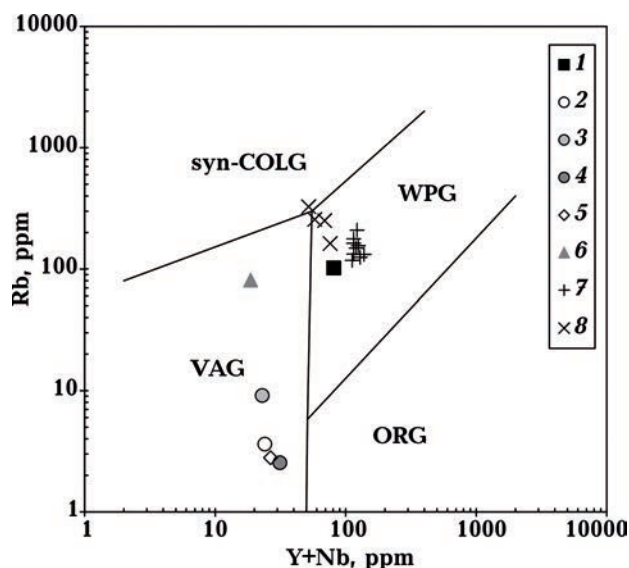


Рис. 10. Положение риолита из скв. 347 (1) по сравнению с некоторыми кислыми породами дна Черного моря [Шнюкова, 2016] (ЛПМ: 2 — ВМ плагиориодацит, 3 — УМ плагиориодацит, 4 — УМ плагиориолит, 5 — тоналит плагиогранитной серии; 6 — дацит Форосского выступа) и Северной Добруджи [Seghedi et al., 1992] (7 — граниты и риолиты Туркоая зоны Мэчин, 8 — риолиты зоны Тулча) на дискриминантной диаграмме для разделения островодужных субдукционных (VAG), синколлизионных (syn-COLG), внутриплитных (WPG) гранитов и гранитов океанических хребтов (ORG) по [Pearce et al., 1984].

Fig. 10. The position of rhyolite from borehole 347 (1) compared with some acid rocks of the Black Sea floor [Шнюкова, 2016] (LSM: 2 — HM plagioryhodacite, 3 — MM plagioryhodacite, 4 — MM plagioryholite, 5 — tonalite of plagiogranite series; 6 — dacite of the Foros ledge) and the Northern Dobruja [Seghedi et al., 1992] (7 — granites and rhyolites Turcoaia of the Machin zone, 8 — rhyolites of the Tulcea zone) on the discriminant diagram for the distinction among volcanic arc (VAG), syn-collision (syn-COLG), within plate (WPG) and ocean ridge (ORG) granites after [Pearce et al., 1984].

Приведенные для сравнения точки кислых пород континентального склона Черного моря вблизи юго-западного Крыма расположены в поле островодужных гранитов, при этом заведомо субдукционные кислые породы ЛПМ — близко к гранитам океанических хребтов, а дацит Форосского выступа, субдукционный генезис которого сомнителен, — ближе к полю коллизионных гранитов.

Дж. Пирс предложил рассматривать не только три, пусть самые информативные, гранитные элементы, но и оптимальный их набор путем нормирования составов на гипотетический гранит океанических хребтов [Pearce et al., 1984]. На полученных спайдер-диаграммах риолит из скв. 347 имеет вид, характерный для внутриплитных (причем континентальных) гранитов, дацит Форосского выступа совмещает черты островодужного и коллизионного гранита, а кислые породы ЛПМ повторяют очертания островодужных гранитов (рис. 11, а). Спайдер риолита из скв. 347 близок к таковым кислым породам СД (рис. 11, б), хотя смущает глубокий минимум бария в породах зоны Мэчин, присутствующий и во многих внутриплитных гранитах по Пирсу, но на самом деле объясняющийся, вероятно, несовершенством аналитических методов того времени.

Более современные диаграммы Пирса используют не содержания, а отношения содержания элементов и разработаны исключительно для основных пород. Только один вариант в координатах Ta/Yb — Th/Yb [Gorton, Schandl, 2000] модифицирован специально для определения геодинамической позиции кислых пород. На ней (рис. 12) риолит из скв. 347 находится в зоне активных континентальных окраин (т.е., все-таки субдукционной) на границе с внутриплитными вулканическими зонами. Для сравнения: кислые породы ЛПМ располагаются в той же зоне АКО, но на противоположной границе — с океаническими дугами. К сожалению, отсутствие данных по указанным элементам для других кислых пород северочерноморского региона не позволяет провести более масштабное сопоставление.

Обсуждение результатов. Таким образом, риолиты Килийско-Змеинового поднятия в зоне сочленения ВЕП и СП проявляют не субдукционные, а внутриплитные геохимические черты, наиболее близкие к таковым гранитов и риолитов Туркоая зоны Мэчин СД. Учитывая, что последние считаются позднепермскими, то можно предположить такой же возраст и для риолитов

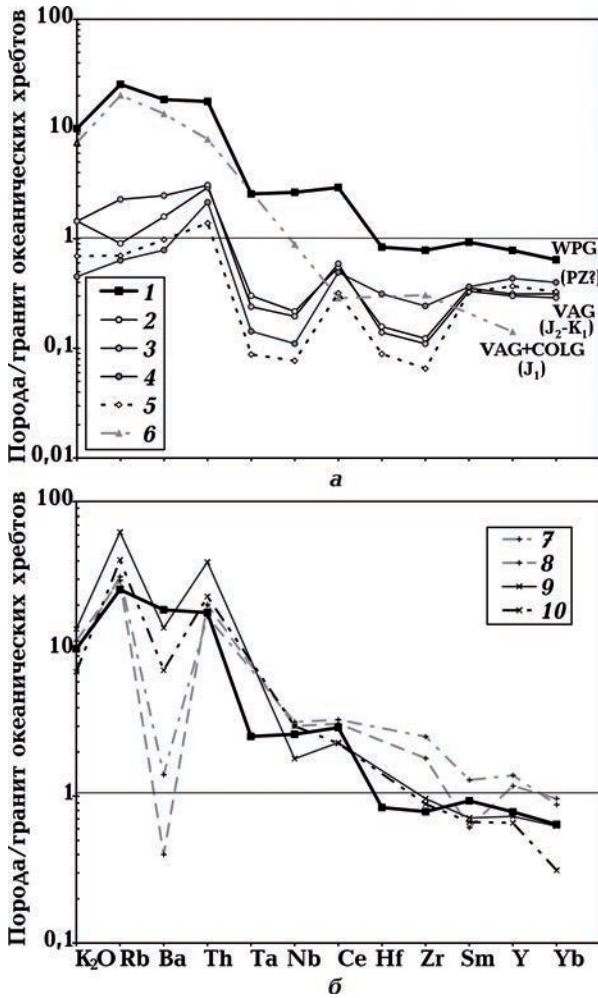


Рис. 11. Кривые риолита из скв. 347 на поликомпонентной спайдер-диаграмме Дж. Пирса по сравнению с (а) кислыми породами дна Черного моря [Шнюкова, 2016]; (б) петрохимически наиболее близкими к нему гранитами и риолитами Северной Добруджи [Seghedi et al., 1992]. Нормировано к граниту океанических хребтов по [Pearce et al., 1984]. 1—5 и 7—10 см. на рис. 9; 6 — дацит Форосского выступа континентального склона Черного моря. Аббревиатуры типов гранитов см. на рис. 10.

Fig. 11. Ocean ridge granite-normalized patterns for rhyolite from borehole 347 on the multicomponent spider diagram by J. Pearce in comparison with (a) acid rocks of the Black Sea floor [Шнюкова, 2016]; (б) petrochemically most similar to it granites and rhyolites of the Northern Dobruja [Seghedi et al., 1992]. ORG-normalizing values according to [Pearce et al., 1984]. 1—5 and 7—10 on fig. 9; 6 — dacite of the Foros ledge of the Black Sea continental slope. For abbreviations of the granite types see fig. 10.

из скв. 347. Получается, что в позднем палеозое здесь не проявлялся субдукционный магматизм, что ставит под сомнение гипотезу В.В. Юдина о позднепалеозойской Северокрымской сuture. Действительно, в те времена, когда магматизм и СД, и ГП относились к перми, выдвигалось предположение о его связи с субдукцией [Тектоника Украины, 1988]. Но сейчас признано, что ни в карбоне [Saintot et al., 2006], ни в перми [Ока, Nikishin, 2015] нет признаков субдукционных процессов на СП.

По мнению [Никишин и др., 2005], с начала карбона южнее нынешней Причерноморской впадины в единой Крымско-Доб-

роте В.В. Юдина о позднепалеозойской Северокрымской сuture. Действительно, в те времена, когда магматизм и СД, и ГП относились к перми, выдвигалось предположение о его связи с субдукцией [Тектоника Украины, 1988]. Но сейчас признано, что ни в карбоне [Saintot et al., 2006], ни в перми [Ока, Nikishin, 2015] нет признаков субдукционных процессов на СП.

По мнению [Никишин и др., 2005], с начала карбона южнее нынешней Причерноморской впадины в единой Крымско-Доб-

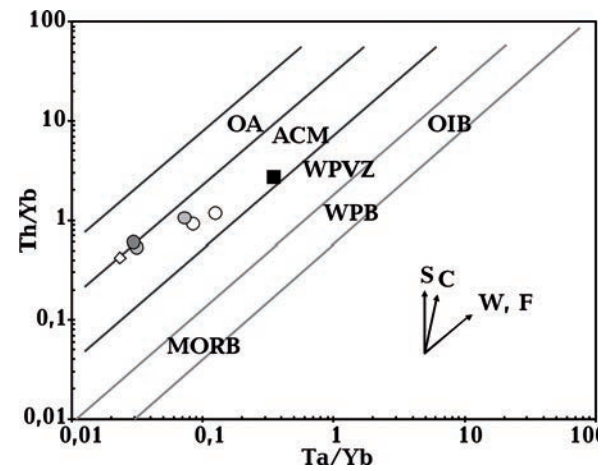


Рис. 12. Положение риолита из скв. 347 по сравнению с кислыми породами Ломоносовского подводного массива [Шнюкова, 2016] на диаграмме для определения геодинамической позиции магматических пород по [Gorton, Schandl, 2000]. Условные обозначения пород см. на рис. 10.

Поля: OA — океанические дуги, ACM — активные континентальные окраины, WPVZ — внутриплитные вулканические зоны, WPB — внутриплитные базальты, MORB — базальты СОХ, OIB — базальты океанических островов; эффекты: S — субдукции, C — коровой контаминации, W — внутриплитного обогащения, F — фракционирования.

Fig. 12. The position of rhyolite from borehole 347 compared with acid rocks of the Lomonosov submarine massif [Шнюкова, 2016] on the diagram for the determination of magmatic rocks' geodynamic setting after [Gorton, Schandl, 2000]. Rock symbols see on fig. 10.

Fields: OA — oceanic arcs, ACM — active continental margins, WPVZ — within plate volcanic zones, WPB — within plate basalts, MORB — mid-ocean ridge basalts, OIB — ocean island basalts; effects: S — subduction, C — crustal contamination, W — within plate enrichment, F — fractionation.

руджинской полосе сформировался орогенический пояс, названный Эвксинским орогеном по древнегреческому названию Черного моря. Он имел окраинно-континентальный андский тип, содержал в своей структуре ряд «гондванских» террейнов (т. е. остатков распавшейся Гондваны) и формировался в ходе коллизии континент—океан (рис. 13). Эволюция Эвксинского орогена в позднем палеозое контролировалась падающей на север зоной субдукции океана Палеотетис, но субдукционная система была на южной, а не на северной границе орогена. На раннюю пермь приходится максимум сжатия, вызвавшего крупномасштабное надвигание в северной полосе орогена, в том числе в зоне Добруджи. Именно надвиг Эвксинского орогена — наиболее правдоподобная тектоническая интерпретация выявленной геофизиками НСГ. В поздней перми произошел коллапс орогена, с которым, предположительно, мог быть связан пермский магматизм СД [Никишин и др., 2005].

Надо сказать, что значительно более многочисленные позднепермские граниты западного побережья Черного моря южнее СД (например, массива Странджа) связывают с рифтингом, стартовавшим во всем регионе в конце перми—начале триаса [Okay, Nikishin, 2015].

Сейчас получили широкое развитие палеогеографические реконструкции на основании изучения геохимии и возраста обломочного циркона из осадочных пород. Так доказывается домезозойское единство Крыма и Добруджи [Kuznetsov et al., 2019], что вполне согласуется с представлениями об Эвксинском орогене. По результатам массового датирования детритовых цирконов из юрских грубообломочных осадочных толщ Горного Крыма выделяют три этапа магматической активности в Причерноморье: 1) 360—315 млн лет, 2) 315—270 млн лет и 3) 270—200 млн лет [Романюк и др., 2020] при условии, что снос происходил не с севера. В первом, карбоновом, этапе источником цирконов считают массивы



Рис. 13. Схема раннепермской палеотектоники Черноморского региона по [Никишин и др., 2005; Nikishin et al., 2011].

Fig. 13. Early Permian paleotectonic layout of the Black Sea region after [Никишин и др., 2005; Nikishin et al., 2011].

Большого Кавказа, во втором этапе — массивы Западных Понтидов и Южных Балкан, а последний, пермо-триасовый, этап соотносят с магматизмом Северной Добруджи. Магматическая деятельность (особенно второго и третьего этапов) осуществлялась за счет функционирования некоего вулканического надсубдукционного пояса Скифско-Понтидской дуги — вероятно, имеется в виду та самая субдукционная система Палеотетиса к югу от Эвксинского орогена. Действительно, согласно [Никишин и др., 2005], в раннем карбоне она располагалась в полосе Большого Кавказа, а в ранней перми — западнее, в полосе Мезия—Родопы—Понтиды—Дзирула. Поэтому упоминавшиеся выше карбоновые магматические породы юго-западной оконечности Крыма, где в это время не было субдукционных процессов, имеют явно континентальный, несубдукционный характер. А вот определение источников цирконов для последнего этапа магматизма вызывает вопросы: возможность сноса обломочного материала вступает в противоречие с общепризнанным пермо-триасовым рифтингом в Добруджинском сегменте. Во всяком случае, к началу триаса орогена здесь уже не было [Nikishin et al., 2011; Georgiev, 2012], на месте Добруджи и Горного Крыма был бассейн, и триасовый циркон в горнокрымские осадочные толщи поступал, возможно, из близлежащих магматических пород нынешнего Равнинного Крыма. А этапы позднепалеозойского магматизма более достоверно документируются по совпадениям возрастных пиков детритовых цирконов при нескольких аналогичных исследованиях [Nikishin et al., 2015b; Романюк и др., 2020] в диапазонах 333—325 млн лет (ранний карбон), 285—280 млн лет (ранняя пермь) и 254—247 млн лет (граница перми и триаса). Это, вероятно, и есть три главных магматических этапа герцинской эпохи в Причерноморье. Риолиты из скв. 347 принадлежали, скорее всего, к последнему этапу.

Килийско-Змеиное поднятие, где пробурена скв. 347, раньше большинством исследователей считалось захороненным продолжением Северной Добруджи, но затем это

мнение было подвергнуто сомнению из-за отсутствия сведений о докембрийском фундаменте. Позже предполагалось, что КЗП продолжает в море Болград-Килийское поднятие либо его включали в единую Кагул-Болград-Килийско-Вилковскую зону поднятий [Тектоника Северного ..., 1988]. Да и на современных тектонических схемах [Nikishin et al., 2015a] КЗП (называемое Змеиным валом) представляет собой инверсионное поднятие и продолжается на суше в пределах ПП. Строение Килийско-Змеинового поднятия сочетает в себе черты как ПП, так и СД, но все же ближе к последней: вскрытые здесь отложения верхнего силура—нижнего девона отсутствуют в скважинах Преддобруджинского прогиба на суше, зато в зоне Мэчин Северной Добруджи на позднепротерозойском основании залегает как раз силур—девон, перекрытый, правда, обломочным карбоном, который преобладает в разрезах района Болграда. Даже если предположить, что в фундаменте КЗП залегает тот же суворовский комплекс, который подстилает Преддобруджье, то данные об его позднепротерозойском возрасте не проясняют ситуацию, поскольку таким же может быть основание и СД. Но с учетом выявленного сходства магматизма можно вернуться к первоначальному мнению и утверждать, что Килийско-Змеиное поднятие является продолжением в море структуры Северной Добруджи.

Наглядно этот вывод иллюстрируется на схеме тектонического районирования кристаллического фундамента Черноморского региона (авторы Т.С. Нечаева, Б.М. Дзюба, 2009) в районе о-ва Змеиный (рис. 14). На этой схеме, построенной по результатам интерпретации потенциальных полей, субширотная шовная зона сочленения ВЕП и СП вблизи острова Змеиный нарушается диагональным разломом северо-восточного простирания, смещаясь по нему на север. В образовавшемся углу и расположено Килийско-Змеиное поднятие, которое при таком подходе представляется смещенным фрагментом единой с Добруджей структуры. Более того, смещенный фрагмент включает и некоторые структуры, примыкающие

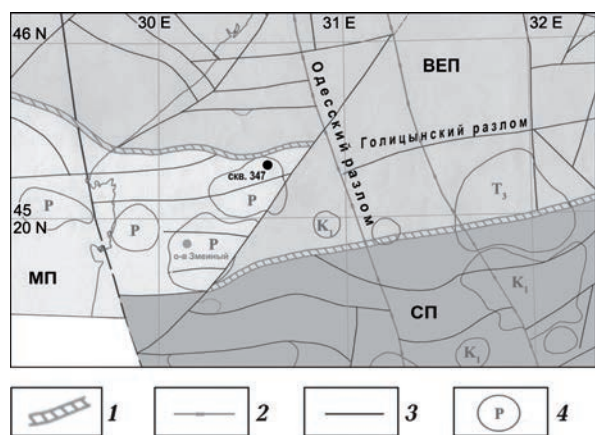


Рис. 14. Фрагмент схемы тектонического районирования кристаллического фундамента Черноморского региона м-ба 1 : 1 000 000 в районе о-ва Змеиний (ГГП «Північгеологія», 2009, авторы Т.С. Нечаева, В.М. Дзюба); ВЕП — Восточно-Европейская платформа; СП — Скифская плита; МП — Мизийская плита; 1—3 — тектонические нарушения (1 — вероятная южная граница Восточно-Европейской платформы (мантийного заложения), 2 — Одесская зона разломов коромантийного заложения, 3 — разломы корового заложения); 4 — контуры и возраст вулканотектонических структур.

Fig. 14. Fragment of the crystalline basement tectonic zoning scheme of scale 1 : 1,000,000 for the Black Sea region in the area of Zmeinyi Island (SGE «Pivnichgeologiya», 2009, authors T.S. Nechaeva, V.M. Dzyuba): ВЕП — East European Platform, СП — Scythian Plate, МП — Moesian Plate; 1—3 — tectonic faults (1 — probable southern boundary of the East European platform (of mantle origin), 2 — Odessa crustal-mantle fault zone, 3 — crustal faults; 4 — contours and age of the volcano-tectonic structures.

к СД, но традиционно относимые к ПП, в том числе Болград-Килийское поднятие. Вдоль северного борта последнего и проходит южная граница ВЕП. Авторы схемы отождествляют фундамент всего смещенного фрагмента не со Скифской, а с Мизийской плитой (см. рис. 14). Восточнее шовная зона, по данным геодинамического анализа гравитационного поля, проходит южнее, чем трассируется Голицынский разлом по сейсмическим данным.

В такой интерпретации спор о том, морским продолжением чего является Килий-

ско-Змеиное поднятие, теряет смысл — в домезозойской истории это все едино. Становится понятно, почему граниты Ореховской перемычки показывают иной, более молодой возраст, чем болгарские: их нельзя относить к одному суворовскому комплексу. Идеальным доказательством единства смещенного фрагмента было бы современное сопоставление состава и возраста суворовского комплекса и пород фундамента СД, но, к сожалению, это невозможно без изучения керна. Получается, что границу между ПП и СД можно традиционно проводить по Сфанту-Георгиевскому разлому только начиная с мезозоя, а для более раннего периода располагать севернее. Но это требует дополнительной геофизической аргументации.

Выводы. 1. Риолиты из скв. 347 Килийско-Змеинового поднятия шельфа имеют внутриплитные геохимические характеристики, близкие к таковым кислых пород Северной Добруджи; по совокупности петрохимических и геохимических признаков они повторяют граниты и риолиты Туркоая зоны Мэчин СД.

2. Исходя из указанного сходства, риолиты из скв. 347 имеют позднепермский возраст, но это предположение нуждается в подтверждении современным изотопным датированием (например, локальным U-Pb методом по циркону).

3. С учетом особенностей разреза, геофизической информации и геохимической близости магматизма Килийско-Змеиное поднятие северо-западного шельфа является продолжением в Черное море структуры Северной Добруджи, входившим в позднепалеозойский Эвксинский ороген.

4. Отсутствие субдукционных геохимических черт в предположительно позднепермских риолитах скв. 347 указывает на то, что зона сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты в области украинского шельфа не является позднепалеозойской сутурой, а, скорее, представляет собой надвиг Эвксинского орогена.

Список литературы

- Богаец А.Т., Бойчук Г.В., Гуревич К.Я., Полухтович Б.М., Столяр Л.Н. Новые данные о геологическом строении о-ва Змеиного. *Сов. геология*. 1976. № 6. С. 119—123.
- Великославинский С.Д. Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок. *Петрология*. 2003. Т. 11. № 4. С. 363—380.
- Державна геологічна карта України масштабу 1 : 200 000. Причорноморська серія. Аркуші L-35-XXIII (Ізмаїл), L-35-XXIX (Тулча). Пояснювальна записка. Київ: Державна геологічна служба, ПричорноморДРГП, УкрДГРІ, 2008. 120 с.
- Добровольская Т.И., Сальман Г.Б. Олистостромовые толщи в осадочных формациях Горного Крыма. В кн.: Проблемы изучения и тектонического анализа геологических формаций. Москва: Наука, 1983. С. 135—140.
- Каталог химических анализов платформенных дайковых и вулканогенных пород Украины. Отв. ред. И.Б.Щербаков. Киев: Наук. думка, 1988. 156 с.
- Какаранза С.Д., Кадурич С.В., Ларченков Е.П., Кадурич В.Н., Усенко В.П., Ищенко Л.В. Находка эффузивных пород на северо-западном шельфе Черного моря. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2011. № 1. С. 83—92.
- Мороз В.Ф. Верхнепалеозойские магматические породы, метасоматиты и рудопроявления Нижнего Припрутья. Кишинев: Штиинца, 1984. 100 с.
- Никишин А.М., Циглер П.А., Панов Д.И., Болотов С.Н., Фокин П.А. Позднепалеозойская, мезозойская и кайнозойская тектоническая история и геодинамика южной части Восточной Европы. В кн.: 400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы. Москва: Геокарт, ГЕОС, 2005. С. 39—163.
- Павлюк М.І. Геодинамічна еволюція та нафтогазоносність Азово-Чорноморського і Баренцвоморського периконтинентальних шельфів. Львів, 2014. 365 с.
- Плахотный Л.Г., Бондаренко В.Г. Платформенные структуры и магматизм нижней части чехла Равнинного Крыма. В кн.: Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. Киев: Наук. думка, 1972. 294 с.
- Радзивил В.Я., Радзивилл А.Я. Структурное положение магматических образований северо-западного шельфа Черного моря и прилегающих территорий. *Геол. журн*. 2006. № 2-3. С. 68—79.
- Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Колесникова А.А., Московский Д.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. Этапы каменноугольно-триасового магматизма в Причерноморье по результатам изотопно-геохронологического изучения зерен детритового циркона из юрских грубообломочных толщ Горного Крыма. *Geodynamics & Tectonophysics*. 2020. Т. 11. Вып. 3. С. 454—473. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0486>.
- Семка В.А., Панченко Д.Е., Семка Л.В. Петрохимические особенности вулканитов Западного Причерноморья. *Геохимия и рудообразование*. 1984. Вып. 12. С. 26—32.
- Соллогуб В.Б. Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 184 с.
- Тектоника Северного Причерноморья. Отв. ред. И.И. Чебаненко. Киев: Наук. думка, 1988. 164 с.
- Тектоника Украины. Под ред. С.С. Круглова, А.К. Цыпко. Москва: Недра, 1988, 254 с.
- Тектонічна карта України 1 : 1 000 000. Гол. ред. С.С. Круглов, Д.С. Гурський. Київ: Вид. УкрДГРІ, 2007.
- Фарфуляк Л.В. Природа наклонной сейсмической границы в земной коре Скифской плиты вдоль профиля DOBRE-5. *Геофиз. журн*. 2015. Т. 37. № 6. С. 64—85. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i6.2015.111172>.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. Москва: Недра, 1984. 344 с.

- Шнюкова Е.Е. Магматизм зоны сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крыма и Скифской плиты. Киев: Наук. думка, 2016. 235 с.
- Шнюкова Е.Е. Субдукционно-связанный магматизм Южного Крыма: море и суша. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. 2019. Т. 15. № 3(57). С. 3—24. <https://doi.org/10.15407/gpimo2019.03.003>.
- Щербак Н.П., Бартницкий Е.Н., Луговая И.П. Изотопная геология Украины. Киев: Наук. думка, 1981. 248 с.
- Юдин В. В. Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. Киев: Изд. УкрГТРИ, 2008. 117 с.
- Юдин В.В. Магматизм Крымско-Черноморского региона с позиций актуалистической геодинамики. *Мінеральні ресурси України*. 2003. № 3. С. 18—21.
- Balica, C., Balintoni, I., & Seghedi, A. (2011). Late-Neoproterozoic Cadomian granites and End-Paleozoic Variscan granites in North Dobrogea, Romania. *Abstracts of the 3rd International Symposium on the Geology of the Black Sea Region, Bucharest, Romania, 1—10 October, 2011. Supplement to GEO-ECO-MARINA* (Vol. 17, pp. 23—24).
- Georgiev, G. (2012). Geology and hydrocarbon systems in the Western Black Sea. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 723—754. <https://doi.org/10.3906/yer-1102-4>.
- Grădinaru, E. (2000). Introduction to the Triassic geology of North Dobrogea Orogene — An overview of the Triassic System in the Tulcea Unit and the ammonoid biostratigraphy. *Workshop on the Lower-Middle Triassic (Olenekian-Anisian) boundary, 7—10 June 2000, Tulcea, Romania, Conference and Field Trip. Field Trip Section, Bucharest* (pp. 5—18).
- Gorton, M., & Schandl, E. (2000). From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, 38(5), 1065—1073. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.5.1065>.
- Kuznetsov, N.B., Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Romanyuk, T.V., & Rud'ko, S.V. (2019). Pre-Mesozoic Crimea as a Continuation of the Dobrogea Platform: Insights from Detrital Zircons in Upper Jurassic Conglomerates, Mountainous Crimea. *International Journal of Earth Sciences*, 108(7), 2407—2428. <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01770-2>.
- Njaga, V.I. & Moroz, V.F. (1987). Die jungpaläozoischen Rotsedimente im Sudteil des Gebietes zwischen Dneestr und Prut. *Zeitschrift für angewandte Geologie*, 33, 238—242.
- Nikishin, A., Okay, A., Tuysuz, O., Demirer, A., Amelin, N., & Petrov, E. (2015a). The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill. *Marine and petroleum Geology*, 59, 638—655. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.017>.
- Nikishin, A.M., Wannier, M., Alekseev, A.S., Al-mendinger, O.A., Fokin, P.A., Gabdullin, R.R., Khudoley, A.K., Kopaevich, L.F., Mityukov, A.V., Petrov, E.I., & Rubsova, E.V. (2015b). Mesozoic to Recent Geological History of Southern Crimea and the Eastern Black Sea Region. In: M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia (Eds), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (Vol. 428, pp. 241—264). Geol. Soc. London Spec. Publ. <https://doi.org/10.1144/SP428>.
- Nikishin, A.M., Ziegler, P.A., Bolotov, S.N., & Fokin, P.A. (2011). Late Palaeozoic to Cenozoic Evolution of the Black Sea-Southern Eastern Europe Region: A View from the Russian Platform. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20, 571—634. <https://doi.org/10.3906/yer-1005-22>.
- Okay, A., & Nikishin, A. (2015). Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region. *International Geology Review*, 57(5-8), 1051—1076. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1010609>.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., & Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956—983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>.
- Saintot, A., Stephenson, R.A., Stovba, S., Brunet, M.-F., Yegorova, T., & Starostenko, V. (2006). The evolution of the southern margin of Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from the latest Precambrian-Early Palaeozoic to the Early Cretaceous. In: *European Lithosphere Dynamics* (Vol. 32, pp. 481—

- 505). Geol. Soc. London, Memoirs. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.30>.
- Seghedi, A. (2012). Palaeozoic formations from Dobrogea and Pre-Dobrogea — An Overview. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 669—721. <https://doi.org/10.3906/yer-1101-20>.
- Seghedi, A., Stephenson, R.A., Neaga, V., Dimitriu, R., Ioane, D. & Stovba, S. (2003). The Scythian Platform North of Dobrogea (Romania, Moldova and Ukraine). *Geophysical Research Abstracts*, 5, 14118.
- Seghedi, I., Szakács, A., Udrescu, C., Grabari, G., Stoian, M., Tănăsescu, A., & Vlad, C. (1992). Major and trace element geochemistry of rhyolites from Northern Dobrogea. Petrogenetic implications. *Romanian Journal of Petrology*, 75, 17—38.
- Starostenko, V.I., Janik, T., Yegorova, T., Farfuliak, L., Czuba, W., Sroda, P., Thybo, H., Artemieva, I., Sosson, M., Volfman, Yu., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Omelchenko, V., Gryn, D., Guterch, A., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tira, T., & Tolkunov, A. (2015). Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the northwestern Black Sea and the Crimean Peninsula. *Geophysical Journal International*, 201, 406—428. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv018>.

Rhyolites of the Kiliya-Zmeinyi uplift on the Black Sea shelf: geochemical evidence of a non-subduction boundary between the East European Platform and the Scythian Plate

K. Ye. Shnyukova, 2021

Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev, Ukraine

The geochemistry of rhyolites uncovered at shallow depth by a borehole on the Kiliya-Zmeinyi uplift of the Black Sea northwestern shelf northeast of Zmeinyi island, in the junction zone of the East European platform and the Scythian plate, has been studied for the first time. This zone is considered by many geologists and geophysicists as a Late Paleozoic collisional suture that had been formed due to subduction of the oceanic crust of the ocean, which adjoined the East European platform from the south, under the Scythian plate; it is traced from Dobrudzha to the Caspian Sea and named North Crimean. To check the subduction nature of the boundary between the East European platform and the Scythian plate, igneous rocks' geochemical characteristics being indicators of various geodynamic regimes were used. A petrogeochemical comparison of rhyolites from the borehole in Zmeinyi area with acidic igneous rocks known nearby has been carried out, namely with: 1) Late Permian subalkaline granites and rhyolites Turcoaia of the Macin zone of Northern Dobruja; 2) Triassic and / or Triassic-Jurassic trachyrhyolites and rhyolites of the Tulcea zone of Northern Dobruja and the Tatarbunar complex of the Pre-Dobruja depression. Some acidic rocks of various ages and originating from the southernmost margin of the Scythian plate (southwestern Crimea on- and offshore) were taken additionally for comparison. According to the distribution of rare earth elements, the position on the discriminant geochemical diagrams and the shape of curves on the multicomponent spider diagrams, the rhyolites of the Kiliya-Zmeinyi uplift exhibit not subduction but intraplate geochemical features closest to those of granites and rhyolites Turcoaia of the Macin zone of Northern Dobruja. Considering that the latter are reputed to be Late Permian, one can assume the same age for the rhyolites from the borehole in Zmeinyi area. Taking into account section features, geophysical information and geochemical similarity of magmatism, Kiliya-Zmeinyi uplift of the northwestern shelf seems to be a continuation of the Northern Dobruja structure into the Black Sea; it was a part of the hypothetical Late Paleozoic Euxinian orogen near its northern boundary. The absence of subduction geochemical properties in the studied presumably Late Permian rhyolites indicates that the junction zone of the East European platform and the Scythian plate in the Ukrainian shelf area is not a Late Paleozoic suture, but rather represents a thrust of the Euxinian orogen.

Key words: rhyolite, Black Sea shelf, geochemistry, East European platform, Scythian plate.

References

- Bogayets, A.T., Boichuck, G.V., Gurevich, K.Y., Polukhtovich, B.M., & Stoliar, L.N. (1976). New data on the geological structure of Zmeinyi island. *Sovetskaya Geologiya*, (6), 119—123 (in Russian).
- Velikoslavinskiy, S.D. (2003). Geochemical Classification of Acid Igneous Rocks from Major Geodynamic Environments. *Petrologiya*, 11(4), 363—380 (in Russian).
- State Geological Map of Ukraine in the scale 1 : 200 000, Prychornomorska Series, map sheets L-35-XXIII (Izmail), L-35-XXIX (Tulcha). Explanatory notes. (2008). Kyiv: State Geological Service, PrychornomorDRGP, UkrDGRI, 120 p. (in Ukrainian).
- Dobrovolskaya, T.I., & Salman, G.B. (1983). Olistostrome strata in sedimentary formations of the Mountainous Crimea. In *Problems of study and tectonic analysis of geological formations* (pp. 135—140). Moscow: Nauka (in Russian).
- Shcherbakov, I.B. (Ed.). (1988). *Catalog of chemical analyses of platform dike and volcanogenic rocks of Ukraine*. Kiev: Naukova Dumka, 156 p. (in Russian).
- Kakaranza, S.D., Kadurin, S.V., Larchenkov, E.P., Kadurin, V.N., Usenko, V.P., & Ishchenko, L.V. (2011). Findings of effusive rocks on the northwestern Black Sea shelf. *Geologiya i poleznye iskopayemyye Mirovogo okeana*, (1), 83—92 (in Russian).
- Moroz, V.F. (1984). *Upper Paleozoic igneous rocks, metasomatites and ore occurrences in the Lower Prut region*. Kishinev: Shtiintsa, 100 p. (in Russian).
- Nikishin, A.M., Ziegler, P.A., Panov, D.I., Bolotov, S.N. & Fokin, P.A. (2005). Late Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic tectonic history and geodynamics of southern Eastern Europe. In *400 Million Years of Geological History of the Southern Part of Eastern Europe* (pp. 39—163). Moscow: Geokart, GEOS (in Russian).
- Pavlyuk, M.I. (2014). *Geodynamic evolution and oil-and-gas-bearing potential of the Azov-Black Sea and of the Barents Sea pericontinental shelves*. Lviv, 365 p. (in Ukrainian).
- Plakhotny, L.G., & Bondarenko, V.G. (1972). Platform structures and magmatism of the lower part of the Plain Crimea cover. In *Platform structures of the Ukrainian Shield framing and their metalliferousity*. Kiev: Naukova Dumka, 294 p. (in Russian).
- Radzivil, V.Ya., & Radzivil, A.Ya. (2006). Structural position of magmatic formations at the northwestern shelf of the Black Sea and adjacent regions. *Geologichnyi Zhurnal*, (2-3), 68—79 (in Russian).
- Romanyuk, T.V., Kuznetsov, N.B., Rud'ko, S.V., Kolesnikova, A.A., Moskovsky, D.V., Dubensky, A.S., Sheshukov, V.S., & Lyapunov, S.M. (2020). Stages of Carboniferous-Triassic magmatism in the Black Sea region based on isotope-geochronological study of detrital zircons from Jurassic coarse clastic strata of the Mountainous Crimea. *Geodynamics & Tectonophysics*, 11(3), 453—473. <https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0486> (in Russian).
- Semka, V.A., Panchenko, D.E., Semka, L.V. (1984). Petrochemical features of the volcanics of the Western Black Sea region. *Geokhimiya i rudobrazovaniye*, (12), 26—32 (in Russian).
- Sollogub, V.B. (1986). *Lithosphere of Ukraine*. Kiev: Naukova Dumka, 184 p. (in Russian).
- Chebanenko, I.I. (Ed.) (1988). *Tectonics of the Northern Black Sea Region*. Kiev: Naukova Dumka, 164 p. (in Russian).
- Kruglov, S.S., & Tsypko, A.K. (Eds.). (1988). *Tectonics of Ukraine*. Moscow: Nedra, 254 p. (in Russian).
- Kruglov, S.S., & Gurskyi, D.S. (Eds.). (2007). *Tectonic map of Ukraine 1 : 1 000 000*. Kyiv: UkrDGRI (in Ukrainian).
- Farfuliak, L.V. (2015). The nature of inclined seismic boundary in the Earth crust of the Scythian plate along the DOBRE-5 profile. *Geofizicheskiy zhurnal*, 37(1), 10—15 (in Russian).

- skiy Zhurnal, 37(6), 64—85. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i6.2015.111172> (in Russian).
- Khain, V.E. (1984). *Regional geotectonics. Alpine Mediterranean belt*. Moscow: Nedra, 344 p. (in Russian).
- Shniukova, K.Ye. (2016). *Magmatism in the junction zone of the Western Black Sea, Mountainous Crimea and Scythian plate*. Kiev: Naukova Dumka, 235 p. (in Russian).
- Shniukova, K. Ye. (2019). Subduction-related magmatism of the Southern Crimea: off-shore and onshore. *Geologiya i poleznye iskopayemye Mirovogo okeana*, 15(3), 3—24 (in Russian). <https://doi.org/10.15407/gpimo2019.03.003>.
- Shcherbak, N. P., Bartnitskiy, E. N., & Lugovaya, I.P. (1981). *Isotope geology of Ukraine*. Kiev: Naukova Dumka, 248 p. (in Russian).
- Yudin, V.V. (2008). *Geodynamics of the Black Sea-Caspian Region*. Kiev: UkrDGRI, 117 p. (in Russian).
- Yudin, V.V. (2003). Magmatism of the Crimean-Black Sea region from the standpoint of actualistic geodynamics. *Mineral'ni resursy Ukrainy*, (3), 18—21 (in Russian).
- Balica, C., Balintoni, I., & Seghedi, A. (2011). Late-NBalica, C., Balintoni, I., & Seghedi, A. (2011). Late-Neoproterozoic Cadomian granites and End-Paleozoic Variscan granites in North Dobrogea, Romania. *Abstracts of the 3rd International Symposium on the Geology of the Black Sea Region, Bucharest, Romania, 1—10 October, 2011. Supplement to GEO-ECO-MARINA* (Vol. 17, pp. 23—24).
- Georgiev, G. (2012). Geology and hydrocarbon systems in the Western Black Sea. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 723—754. <https://doi.org/10.3906/yer-1102-4>.
- Grădinaru, E. (2000). Introduction to the Triassic geology of North Dobrogea Orogene — An overview of the Triassic System in the Tulcea Unit and the ammonoid biostratigraphy. *Workshop on the Lower-Middle Triassic (Olenekian-Anisian) boundary, 7—10 June 2000, Tulcea, Romania, Conference and Field Trip. Field Trip Section, Bucharest* (pp. 5—18).
- Gorton, M., & Schandl, E. (2000). From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks. *The Canadian Mineralogist*, 38(5), 1065—1073. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.38.5.1065>.
- Kuznetsov, N.B., Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Romanyuk, T.V., & Rud'ko, S.V. (2019). Pre-Mesozoic Crimea as a Continuation of the Dobrogea Platform: Insights from Detrital Zircons in Upper Jurassic Conglomerates, Mountainous Crimea. *International Journal of Earth Sciences*, 108(7), 2407—2428. <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01770-2>.
- Njaga, V.I. & Moroz, V.F. (1987). Die jungpalaozoischen Rotsedimente im Sudteil des Gebietes zwischen Dnestr und Prut. *Zeitschrift für angewandte Geologie*, 33, 238—242.
- Nikishin, A., Okay, A., Tuysuz, O., Demirer, A., Amelin, N., & Petrov, E. (2015a). The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 1: Basins structure and fill. *Marine and petroleum Geology*, 59, 638—655. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.08.017>.
- Nikishin, A.M., Wannier, M., Alekseev, A.S., Al-mendinger, O.A., Fokin, P.A., Gabdullin, R.R., Khudoley, A.K., Kopaevich, L.F., Mityukov, A.V., Petrov, E.I., & Rubsova, E.V. (2015b). Mesozoic to Recent Geological History of Southern Crimea and the Eastern Black Sea Region. In: M. Sosson, R.A. Stephenson, S.A. Adamia (Eds), *Tectonic Evolution of the Eastern Black Sea and Caucasus* (Vol. 428, pp. 241—264). Geol. Soc. London Spec. Publ. <https://doi.org/10.1144/SP428>.
- Nikishin, A.M., Ziegler, P.A., Bolotov, S.N., & Fokin, P.A. (2011). Late Palaeozoic to Cenozoic Evolution of the Black Sea-Southern Eastern Europe Region: A View from the Russian Platform. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 20, 571—634. <https://doi.org/10.3906/yer-1005-22>.
- Okay, A., & Nikishin, A. (2015). Tectonic evolution of the southern margin of Laurasia in the Black Sea region. *International Geology Re-*

- view, 57(5-8), 1051—1076. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1010609>.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., & Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956—983. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>.
- Saintot, A., Stephenson, R.A., Stovba, S., Brunet, M.-F., Yegorova, T., & Starostenko, V. (2006). The evolution of the southern margin of Eastern Europe (Eastern European and Scythian platforms) from the latest Precambrian-Early Palaeozoic to the Early Cretaceous. In: *European Lithosphere Dynamics* (Vol. 32, pp. 481—505). Geol. Soc. London, Memoirs. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.30>.
- Seghedi, A. (2012). Palaeozoic formations from Dobrogea and Pre-Dobrogea — An Overview. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, 669—721. <https://doi.org/10.3906/yer-1101-20>.
- Seghedi, A., Stephenson, R.A., Neaga, V., Dimitriu, R., Ioane, D. & Stovba, S. (2003). The Scythian Platform North of Dobrogea (Romania, Moldova and Ukraine). *Geophysical Research Abstracts*, 5, 14118.
- Seghedi, I., Szakács, A., Udrescu, C., Grabari, G., Stoian, M., Tănăsescu, A., & Vlad, C. (1992). Major and trace element geochemistry of rhyolites from Northern Dobrogea. Petrogenetic implications. *Romanian Journal of Petrology*, 75, 17—38.
- Starostenko, V.I., Janik, T., Yegorova, T., Farfuliak, L., Czuba, W., Środa, P., Thybo, H., Artemieva, I., Sosson, M., Volfman, Yu., Kolomiyets, K., Lysynchuk, D., Omelchenko, V., Gryn, D., Guterch, A., Komminaho, K., Legostaeva, O., Tira, T., & Tolkunov, A. (2015). Seismic model of the crust and upper mantle in the Scythian Platform: the DOBRE-5 profile across the northwestern Black Sea and the Crimean Peninsula. *Geophysical Journal International*, 201, 406—428. <https://doi:10.1093/gji/ggv018>.

Ріоліти Кілійсько-Зміїного підняття на шельфі Чорного моря: геохімічні свідчення несубдукційної межі між Східно-Європейською платформою і Скіфської ПЛИТОЮ

К. Є. Шнюкова, 2021

Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. Н.П. Семененко НАН України,
Київ, Україна

Вперше вивчена геохімія ріолітів, розкритих на малій глибині свердловиною на Кілійсько-Зміїному піднятті північно-західного шельфу Чорного моря на північний схід від острова Зміїний, в зоні зчленування Східноєвропейської платформи і Скіфської плити. Цю зону багато геологів і геофізиків розглядають як пізньопалеозойську колізійну сутуру, яка утворилася внаслідок субдукції океанічної кори океану, що примикав з півдня до Східноєвропейської платформи, під Скіфську плиту; вона простежена від Добруджі до Каспію і названа Північнокримською. Для перевірки субдукційної природи межі між Східноєвропейською платформою і Скіфською плитою були залучені геохімічні характеристики магматичних порід, які є індикаторами різних геодинамічних режимів. Проведено петрогеохімічне зіставлення ріолітів зі свердловини району Зміїного з відомими поблизу кислими магматичними породами, а саме: 1) пізньопермськими сублужними гранітами і ріолітами Туркоая зони Мечін Північної Добруджі; 2) триасовими і/або триас-юрськими трахіріолітами і ріолітами зони Тулча Північної Добруджі і татарбунарського комплексу Переддобруджинського прогину. Додатково для порівняння взяті деякі кислі породи південного околу Скіфської плити (південно-західний Крим на суші і в морі різ-

ного віку та генезису. За характером розподілу рідкісноземельних елементів, положенням на дискримінантних геохімічних діаграмах і формою кривих на полікомпонентних спайдер-діаграмах ріоліти Кілійсько-Зміїного підняття виявляють не субдукційні, а внутрішньоплитові геохімічні властивості, найбільш близькі до таких гранітів і ріолітів Туркоая зони Мечін Північної Добруджі. З огляду на те що останні вважають пізньопермськими, можна припустити такий самий вік і для ріолітів зі свердловини району Зміїного. З урахуванням особливостей розрізу, геофізичної інформації та геохімічної близькості магматизму Кілійсько-Зміїне підняття північно-західного шельфу уявляється продовженням в Чорне море структури Північної Добруджі, яке належало до гіпотетичного пізньопалеозойського Евксинського орогену біля його північній межі. Відсутність субдукційних геохімічних рис у досліджених імовірно пізньопермських ріолітах вказує на те, що зона зчленування Східноєвропейської платформи і Скіфської плити в межах українського шельфу не пізньопалеозойська сутура, а, скоріш за все, є насувом Евксинського орогену.

Ключові слова: ріоліт, шельф Чорного моря, геохімія, Східноєвропейська платформа, Скіфська плита.