

УДК 551.24

В.Е. Хаин, **В.И. Попков**¹, **В.В. Юдин**²**ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА³**

В статье рассматривается тектоническая и геодинамическая эволюция территории юга Европейской России от Донбасса и Северного Прикаспия на севере до Горного Крыма и Большого Кавказа на юге. Эта территория включает южную окраину Восточно-Европейского кратона и северную периферию возникшего в неопротерозое океана Тетис с его окраинными морями, вплоть до образования современных Азово-Черноморского и Каспийского бассейнов.

Ключевые слова: Восточно-Европейский кратон, океан Тетис, субдукция, коллизия, сutura.

The article outlines tectonic and geodynamic evolution of the southern Europe of Russia from the Donets Basin and northern Caspian region in the north to the Mountainous Crimea and Greater Caucasus in the south. This area embraces the southern margin of the East European craton and the northern periphery of the Tethys Ocean, originated in the Neoproterozoic, as well as its marginal seas until the formation of the recent Azov—Black Sea and Caspian basins.

Key words: East European craton, Tethys Ocean, subduction, collision, suture.

Эволюция юга Восточно-Европейского кратона, или, в традиционном понимании, Восточно-Европейской платформы (ВЕП) весьма сложная. Согласно принципу актуализма здесь выделяются палеогеодинамические режимы и их закономерная смена, аналогичные современным. Палеомагнитные реконструкции, сделанные в лабораториях разных стран, структурные палинспастические реконструкции и анализ литодинамических комплексов в южном обрамлении ВЕП однозначно доказывают существование крупных палеоокеанов, которые ныне полностью субдуцированы, а также древних микроконтинентов и островодужных террейнов, объединенных в настоящее время в единый кратон. Основу современного структурного плана региона составляют выделенные, прослеженные и обоснованные по возрасту и наклону коллизионные швы — сутуры. Это скрытая Донецкая сutura (пермско-среднетриасовая), Северокрымская (каменноугольно-пермская), Предгорная (юрско-раннемеловая) и расположенная в южном ограничении ВЕП неоген-четвертичная сutura (рисунок). Магматические комплексы юга ВЕП приурочены к активным окраинам и расположены вдоль сутур по их падению, а также к рифтогенно-спрединговым зонам. В регионе выделяются пять полных и незавершенных циклов развития (PR, PZ₁₋₃, D₂—T₁, T₃—K₁, K₂—Q), которые не всегда коррелируют с глобальными эпохами тектогенеза.

Добайкальская (донеопротерозойская) история. Северная часть рассматриваемой территории подстилается кристаллическим фундаментом раннедо-

кембрийского возраста, первоначально она относилась к палеоконтиненту, именуемому Балтикой. Кора этой области была сформирована не позднее конца раннего протерозоя, т.е. 1,7—1,65 млрд л. н. Она включает элементы как эпиархейской, так и эпираннепротерозойской консолидации, известные в пределах юго-восточной части Воронежского массива, в Приазовском массиве и Ростовском выступе. Что же касается фундамента, подстилающего, вероятно, Астрахано-Актюбинскую зону поднятий на южной периферии Прикаспийской впадины, то его возраст моложе, чем раннедокембрийский. Как далеко раннедокембрийский фундамент простирается к югу в направлении Предкавказья, достоверно не установлено, но во всяком случае не южнее полосы Маньчжских прогибов. Неизвестно также, что происходило в области его распространения в среднем протерозое, т.е. до 1,0 млрд л. н. Из общих соображений глобального порядка следует, что, скорее всего, в среднем протерозое Балтика входила в состав суперконтинента Родиния и рассматриваемая ее часть в среднем протерозое представляла сушу. В это время она должна была примыкать к будущей Гондване, ближайшие раннепротерозойские континентальные элементы которой сохранились в Центральном Афганистане и Восточной Африке («Нильский кратон»).

В пределах Главного хребта Большого Кавказа и на юге Малого Кавказа изотопной геохронологией получены отдельные гренвилльские (~1,0 млрд лет) датировки, скорее всего не указывающие на существование самостоятельного среднепротерозойского

¹ Кубанский государственный университет, г. Краснодар, профессор, *e-mail*: geoskubsu@mail.ru

² Крымское отделение Украинского государственного геологоразведочного института, г. Симферополь, профессор, *e-mail*: vudin_v_v@mail.ru

³ Работа выполнена в рамках проекта по составлению новой Тектонической карты Черноморско-Каспийского региона и Объяснительной записки к ней, а также при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 08-05-00342-а; 09-05-96502-р_юг_а) и проекта «Развитие научного потенциала высшей школы» (грант № 2.1.1/3385).

подвижного пояса. Они вообще не типичны для Средиземноморского пояса ввиду того, что его первая генерация — Прототетис — заложилась в неопротерозое непосредственно на раннекембрийском фундаменте.

Западнее, на более изученном Украинском щите, выявлены крупные субмеридиональные позднеархейско-протерозойские коллизионные сутуры западного наклона и оперяющие их разномасштабные разрывы с меланжами [Пастухов и др. 1993]. Они расчленяют щит на блоки-террейны, сложенные метаморфизованными осадочными и магматическими образованиями основного и ультраосновного составов. На юге и северо-востоке все они срезаны более молодыми палеозойскими сутурами.

Байкальский (неопротерозойско-кембрийский) этап. Что касается неопротерозоя, то наличие образований соответствующего возраста можно предполагать в фундаменте Предкавказья к югу от Манычей. Обнаруженные М.Л. Соминим [Сомин, 2007] популяции обломочных цирконов поздневендско-раннекембрийского возраста могут свидетельствовать о замыкании к этому времени океанского бассейна Прототетис, простиравшегося в пределах Предкавказья и будущего Большого Кавказа.

Как показывают радиометрические датировки и некоторые геологические данные по Минераловодскому району Южного Предкавказья, первая фаза деформаций сжатия, регионального метаморфизма и гранитообразования могла приходиться на поздний венд—ранний кембрий, а вторая фаза — на поздний кембрий—ранний силур. Уже в результате первой фазы должно было произойти осушение бассейна в пределах рассматриваемой территории и ее преобразование в кембрии в часть эпибайкальского перигондванского кратона.

Каледонский этап (ордовик—средний девон). Этот этап в качестве самостоятельного можно выделить лишь условно, принимая во внимание переломный характер событий середины девона. Каледонская эволюция началась с раскрытия в раннем палеозое широкого фрагмента океана Палеотетис, отделившего от Лавразии микроконтинент, а точнее островодужный террейн Скифию. Позже, в среднем—позднем девоне в результате рифтинга от затухающего луча спрединга в Палеоазиатском океане от Лавразии были отчленены еще два микроконтинента — Украина и Турания [Хаин и др., 2006; Юдин, 1996]. В позднем палеозое—раннем триасе в результате субдукции и коллизии океана Палеотетис с авлакогеном они были субдуцированы с образованием Северо-Крымской и Донецкой сутур, соединенных диагональным Таганрогским швом.

Большая северная часть региона, включая Северное Предкавказье до линии Тимашевской и Ногайской ступеней, оставалась вплоть до середины девона сушей и развивалась в платформенном режиме. Но на юге в пределах севера Крыма и Предкавказья,

вероятно, в ордовике возник новый океанический бассейн, теперь уже Палеотетиса, получивший название Архызского. После его закрытия в конце палеозоя—триасе в зоне конвергенции сформировалась надрегиональная Северо-Крымская коллизионная сutura. Она прослеживается от Добруджи через Голицынский надвиг, Перекоп, Северное Предкавказье до Западного Каспия, Апшерона и, по-видимому, уходит на Копетдаг. Шов сопровождается динамометаморфическими комплексами с фрагментами офиолитового меланжа.

Севернее сутуры, на пассивной окраине Лавразии формировался крупный Предскифийский краевой прогиб с позднепалеозойскими молассами и потенциально нефтегазоносными структурами [Юдин, 1996]. Южнее, на активной окраине Скифской плиты синхронно проявилась зона магматизма [Хаин и др., 2006; Юдин, 2003]. В Добрудже, Равнинном Крыму, на Азовском валу, Кавказе и в Предкавказье под мезозойскими и кайнозойскими толщами южнее сутуры вскрыты активно-окраинные магматические тела позднего палеозоя.

Океаническая кора океана Палеотетис представлена офиолитами, образующими тектонические покровы в зонах Передового хребта и Бичесынской (Лабино-Малкинской). Их обломки присутствуют в силурийских (?) и девонских олистостромах Передового хребта, а также в гальках моласс Предскифийского прогиба.

Радиометрические датировки указывают на проявление как в Главном, так и в Передовом хребтах Большого Кавказа по крайней мере двух фаз позднепалеозойской конвергенции, выразившихся в надвигообразовании в Главном хребте (с северной вергентностью), в метаморфизме и гранитоидном плутонизме.

Эти процессы были связаны с субдукцией океанической литосферы бассейна Южного склона, начавшейся еще в венде, а в Передовом хребте — с более поздней субдукцией литосферы Архызского бассейна. Однако до коллизии и горообразования на каледонском этапе дело не дошло, судя по полному отсутствию моласс. Орогенный комплекс образовался позднее, в карбоне—перми—раннем триасе, что еще раз подчеркивает некоторое отличие и самостоятельность эволюции региона от глобальных эпох тектогенеза, выявленных в других тектонотипических районах.

В Передовом хребте Большого Кавказа над зоной субдукции со стороны Архызского бассейна возникла активная окраина с магматизмом. Ее западное погребенное продолжение прослеживается вдоль Каневско-Березанского и Азовского валов в Равнинный Крым и акваторию Черного моря. Магматизм в зоне Главного хребта присутствовал и в раннем палеозое, но тогда он был связан с дивергентным режимом формирования океана Палеотетис.

Как уже отмечалось, крупные события во второй половине девонского периода произошли севернее.

К ним прежде всего относится зарождение Донецкой рифтовой системы — Припятско-Днепровско-Донецко-Каспийского авлакогена, отделившего от Лавразии микроконтиненты Украина и Турания. После конвергенции на месте авлакогена сформировались Складчатый Донбасс, Кряж Карпинского и дислокации Мангышлака [Попков, 1992, 2007; Хаин и др., 2006а]. Все эти структуры представляют собой единую складчато-надвиговую область пермско-триасового возраста со скрытой Донецкой сутурой южного наклона. К северу от сутуры на пассивной окраине Лавразии формировались надвиги южного падения и в их автохтоне — Преддонецкий краевой прогиб. В Южном Донбассе выявлены высокоамплитудные обратные надвиги северного наклона с меланжами и крупными ретрошарьяжами [Хаин и др., 2006б; Юдин, 1996]. Здесь же, на активной окраине проявился синхронный магматизм в перми—триасе. В восточных районах, на южном обрамлении Кряжа Карпинского, в автохтоне ретронадвигов синхронно формировался тыловой Манычский прогиб. Минимальная амплитуда сжатия структур в Донбассе составляет более 150 км. На запад она постепенно уменьшается и к востоку увеличивается.

На крайнем северо-востоке региона в позднем девоне, очевидно, в результате того же континентального рифтогенеза сформировался Прикаспийский некомпенсированный глубоководный бассейн с корой океанического или субокеанического типа, просуществовавший в таком виде до кунгурского века ранней перми. Он был окаймлен с юга и юго-востока поясом карбонатных платформ на древней континентальной коре, отделявшим его от открытого моря окраины океана Палеотетис [Хаин и др., 2004а, б, 2006а]. Впрочем, не исключено, что Прикаспийская впадина первоначально возникла еще в неопротерозое в качестве окраинного моря океана Прототетис, а в девоне произошло лишь ее вторичное возрождение в результате повторного рифтинга и спрединга.

Герцинский этап (поздний девон—ранняя пермь) неразрывно связан с каледонским и выделяется в районе лишь традиционно. На этом этапе продолжались активное погружение Прикаспийской впадины, некомпенсированное осадками, и рост окружающих ее с юга и юго-востока карбонатных платформ, частично размещавшихся и на акватории Северного Каспия (например, Кашаган). Происходило активное заполнение осадками Донецко-Каспийской рифтовой системы и накопление терригенных осадков на Скифской плите и ее закаспийском туранском продолжении [Попков, 1992, 2007]. Передовой хребет Большого Кавказа в раннем карбоне недолго был зоной карбонатного накопления.

На Главном хребте нарастала тектоно-магматическая активность. Первый ее импульс приходится примерно на рубеж девона и карбона, второй — на середину визейского века. Он затронул и зону Передового хребта. Кульминация наступила в конце

раннего и в среднем—позднем карбоне, ознаменовавшись не только надвигово-шарьяжными деформациями с преобладанием северной вергентности, но и массовым внедрением относительно крупных плутонов синскладчатых коллизионных гранитоидов. Все это следствие коллизии между блоками Главного и Передового хребтов с образованием Пшекиш-Тырныаузского шва. Эти процессы сопровождалось горообразованием в зоне Главного хребта. Продукты размыва возникшего горного рельефа накапливались в наложенных впадинах Предскифийского передового прогиба. Это угленосные молассы среднего—верхнего карбона и красноцветные грубообломочные перми. В бассейне Южного склона продолжалось погружение, а его литосфера субдуцировалась под зону Главного хребта.

Начавшись в середине визе, к середине ранней перми складчато-надвиговые деформации распространились на Предкавказье и далее на Донецко-Каспийскую рифтовую систему. В Предкавказье и Закаспии им сопутствовали региональный метаморфизм низших ступеней зеленосланцевой фации и внедрение довольно многочисленных плутонов гранитоидов [Юдин, 1996], сходных с таковыми Большого Кавказа. В итоге все это привело к формированию палеозойского складчатого основания Скифской и Туранской плит, на севере частично наложенных на более древний докембрийский кристаллический фундамент.

В кунгурско-казанское время Прикаспийская впадина стала заполняться мощной толщей солей благодаря тому, что она оказалась отрезанной от океана Тетис и его периферии новообразованным Донецко-Каспийским кряжем. После заполнения глубокой впадины солями поверх них, уже в мелководно-морских или лагунных условиях, здесь отлагались красноцветные обломочные, частично карбонатные образования верхней перми и триаса. Донецкая складчато-надвиговая область (Донецкий кряж и Кряж Карпинского) испытывала относительное поднятие. Севернее в автохтоне возник Преддонецкий краевой прогиб, переходящий на северо-востоке в Предуральский. В южной части Донецко-Каспийской складчато-надвиговой области и на Мангышлаке в автохтоне ретронадвигов происходило формирование Манычского тылового прогиба. В отличие от Преддонецкого передового, Манычский тыловой прогиб находился на активной окраине Скифии—Турании. В перми—триасе здесь проявлялся синхронный активнookраинный магматизм в виде интрузивных и вулканических тел. Они расположены вдоль Донецкой коллизионной сутуры южного падения [Хаин и др., 2006б; Юдин, 2003] и прослеживаются от Южного Донбасса до Мангышлака. Конвергенция сопровождалась интенсивными складчато-надвиговыми и сдвиговыми деформациями раннекеммерийской эпохи орогенеза [Попков, 1992, 2007]. Они затронули кряжи Карпинского и Донецкий, вызвав их надвигание в обе стороны.

К середине триаса, после коллизии Украинии, Турании и Скифии, практически вся территория вплоть до Южного склона Большого Кавказа стала южной частью стабильной литосферной плиты, именуемой Лавруссия. На ее территории установился платформенный режим, однако он не везде был спокойным, и отдельные зоны развивались более активно.

В позднем триасе в результате рифтинга и спрединга в южной части региона сформировался широкий палеоокеан Мезотетис. От Лавразии на 1,5–2 тыс. км были отделены террейны Крыма, Мизия и др. На них местами сохранились рифтогенный магматический и осадочный комплексы. При последующей конвергенции в течение юры–раннего мела северная часть океана Мезотетис была уничтожена [Юдин, 1996]. В результате синхронно образовались следующие литодинамические комплексы [Хаин и др., 2006б; Юдин, 1996]: Предгорная коллизионная сутура северного наклона с динамометаморфитами и фрагментами офиолитов, активноукраинский юрско-меловой магматизм в Равнинном Крыму и на Кавказе; задуговый рифтинг, сформировавший Северо-Крымский раннемеловой прогиб; Битакский краевой прогиб, выполненный молассой юры–раннего мела на пассивной окраине террейна Крыма. Кроме того, в самом Горнокрымском террейне в течение средней юры формировался сложный комплекс островодужного магматизма, моласс и складчато-надвиговых структур, фиксирующих зону субдукции, находившуюся южнее.

Восточнее Крыма к концу триаса относится образование мощного вулканоплутонического пояса, прослеживающегося через юг Западного Предкавказья в Восточное Предкавказье (так называемая ногайская серия). Его продолжение вскрыто скважиной в Северо-Восточном Азербайджане (площадь Агзыбирчала), а по другую сторону Каспия оно обнаружено на Красноводском п-ове.

В то же время на участках Скифской плиты, не затронутых этими событиями, в триасе осадконакопление происходило в спокойных условиях мелкого эпиконтинентального морского бассейна с широким развитием карбонатных пород и подчиненным терригенно-пелитовых. Ближе к Большому Кавказу появляются рифовые постройки, а в зоне Передового хребта триас близок по типу и фауне к восточноальпийскому. В конце триаса море на какое-то время покинуло всю рассматриваемую площадь.

Позднекимерийско-альпийский этап (юра–квартер) имел решающее значение для формирования структуры всей южной части региона. Начало этапа знаменуется продолжением раскрытия глубоководного морского бассейна океана Мезотетис. Большекавказский окраинно-морской бассейн Мезотетиса в ранней и средней юре заполнялся мощной темносланцевой, частично флишоидной (турбидиты) формацией с подчиненными бимодальными вулканами. На северном борту бассейна на рубеже аалена

и байоса проявились деформации сжатия, но в его центральной части осадконакопление продолжалось непрерывно вплоть до эоцена включительно. Однако с переходом от средней к поздней юре формационный тип осадков претерпевает изменение. Темносланцевая формация, нередко именуемая аспидной, сменяется типичным флишем с заметным участием карбонатного материала в составе пород. В оксфорде на северном борту бассейна возник протяженный барьерный риф, в тылу которого на Скифской плите в пределах будущих краевых прогибов — Восточно- и Западно-Кубанского и Терско-Каспийского — в конце юры обособляются солеродные бассейны. Барьерный риф в оксфорде образовался и на южном краю бассейна Большого Кавказа: на западе его образования обнажаются в Сочинском районе, а на крайнем востоке он прослеживается до каспийского побережья, как и северный риф.

Территория к северу от океана Мезотетис в ранней юре развивалась в континентальном режиме. На фоне преобладающей денудации в остаточных прогибах, в частности Ейском и Восточно-Манычском, накапливались озерно-аллювиальные угленосные обломочные осадки. Сушу прорезали реки, дельты которых находились в северной зоне Большого Кавказа. Особенно крупная дельта была расположена в Северном Дагестане. Она принадлежала реке, пересекавшей Средний Каспий в направлении от Мангышлака. На северной периферии бассейна проявлялся вулканизм, преимущественно кислый.

В конце лейаса началось затопление южных районов Предкавказья, а в средней юре уже большая часть его площади, а также Туранская плита с Прикаспийской впадиной оказались покрыты морской трансгрессией. Осадконакопление стало преимущественно глинистым, за исключением келловей. Келловейские отложения залегают трансгрессивно и несогласно на подстилающих образованиях и имеют песчано-карбонатный состав. В оксфорде, как отмечалось выше, получили развитие рифы, которые протягиваются вдоль зон продольных и поперечных разломов, а в их тылу в кимеридже—титоне возникли солеродные лагуны. Севернее, на Скифской плите море приобрело более нормальную соленость, очевидно, благодаря притоку пресных вод с севера, и в составе маломощных осадков преобладают карбонаты.

В течение поздней юры произошло обособление сначала Минераловодского, а затем и Адыгейского выступов, расчленивших южную часть Предкавказья на будущие Терско-Каспийский, Восточно-Кубанский и Западно-Кубанский прогибы, а еще раньше началось относительное поднятие Ставропольского свода.

На рубеже юры и мела, т.е. в позднекимерийскую эпоху тектогенеза, на рассматриваемой территории проявились общие поднятия, вызвавшие осушение значительной части Скифии (кроме юго-восточных районов Чечни и Дагестана). Северный борт окраин-

ного моря подвергся значительным деформациям и здесь началось образование олистостром, известных как на Северо-Западном, так и на Юго-Восточном Кавказе, причем среди олистолитов преобладают обломки верхнеюрских рифовых известняков, но на западе известны и древние кристаллические породы. Несколько изменился характер осадконакопления во флишевом бассейне — преобладание получили терригенные породы. Восточное Предкавказье, Центральное и Южное Ставрополье, а также Туран были довольно быстро снова затоплены морем, а в Западном Предкавказье это началось лишь в апте. В альбе трансгрессия стала всеобщей. Тем временем на Юго-Восточном Кавказе, опять же в северном борту окраинноморского бассейна, в середине апта произошло шарьирование к югу верхнеюрских рифовых массивов на неоком-нижнеаптские глины.

В Крыму примерно к этому времени закончилось становление его первичной южновергентной надвигово-меланжевой структуры [Юдин, 1996]. В результате коллизии по Предгорной сuture на севере, т.е. в Равнинном Крыму и по простиранию в акваториях образовался активно-окраинный магматический комплекс, датируемый от юры до раннего мела—сеномана. Южнее шва накопилась моласса Битакского краевого прогиба юрско-раннемелового возраста. Сама сутурная зона состоит из мощного динамометаморфического меланжа с кластолитами офиолитовой триады. По последним данным бурения, она полого наклонена к северу и в параавтохтоне содержит абиссальные толщи раннего мела.

Южнее в конце раннего мела в результате масштабных экзогенных процессов сформировалась мощная Горнокрымская олистострома. Она сложена многочисленными крупными олистолитами и олистоплаками из верхнеюрских известняков и конгломератов, сползших с юга. Аналогичные образования есть в Турции, но там движение массивов происходило на юге. Причиной гравитационного процесса было предрифтовое поднятие на месте еще не раскрывшегося задугово-спредингового бассейна Черного моря. Аналогичные олистостромы известны и на Кавказе.

В позднем мелу—палеогене в результате схождения Африканской и Евразийской плит в тылу этой глобальной зоны конвергенции северного наклона образовался задугово-спрединговый бассейн океана Паратетис. Он представлен субокеаническими впадинами Западно-Черноморской, Восточно-Черноморской, Южно-Каспийской, а также впадиной, полностью уничтоженной ныне на Малом Кавказе.

На пассивной окраине океана Паратетис в Равнинном Крыму, в Предкавказье и вдоль южного борта бассейна Большого Кавказа повсеместно установилось господство спокойного тектонического режима. Это было время максимальной трансгрессии, приведшей в условиях теплого климата к повсеместному накоплению карбонатных осадков — шельфовых в

пределах стабильных территорий, включая северный склон Центрального и Восточного Кавказа, и более глубоководных карбонатно-флишевых с турбидитами в окраинноморском бассейне. На северном борту Юго-Восточного Кавказа образовались олистостромы. В пределах Скифской плиты продолжался рост некоторых поднятий (Ставропольский свод, Прикумская зона), а в Прикаспийской впадине в триасе—юре — формирование соляных куполов.

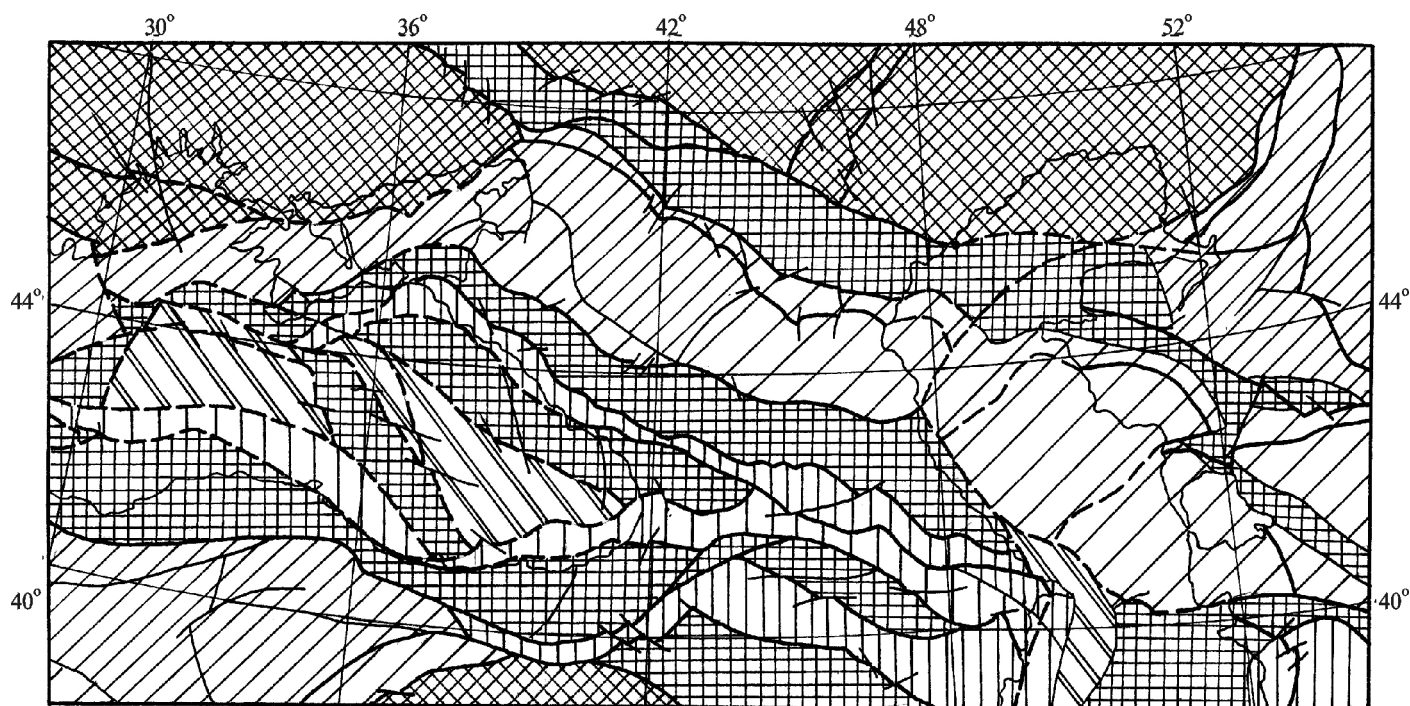
На границе мела и палеогена происходит новая активизация предрифтовых поднятий, а в некоторых северных регионах отмечаются и деформации сжатия. К ним относятся северная окраина Донбасса, испытывающая инверсию зона Доно-Медведицких дислокаций, юго-восточное погружение Большого Кавказа. Здесь самым главным событием стало начало раскрытия в палеогене Восточно-Черноморской глубоководной впадины в процессе рифтового растяжения и глубокой деструкции континентальной коры. Остаточным поднятием подводного хребта Андрусова—Архангельского она отделяется от ранее образованной Западно-Черноморской впадины.

В позднем палеогене трансгрессия возобновилась, и в течение раннего палеогена карбонатный материал продолжал играть существенную роль в составе осадков, но возросла роль глинистого (мергели, известковистые глины на платформе) и песчаного компонентов (флиш Большого Кавказа).




Альпийский орогенный этап (олигоцен—квартер). Конец эоцена—начало олигоцена — важнейший переломный момент в развитии рассматриваемого региона, как и всего Альпийско-Гималайского пояса, ознаменовавший его вступление в орогенный этап развития. В это время в бассейне Большого Кавказа возникает поднятие, первым признаком появления которого служат мощные олистостромы на обоих склонах хребта. На северном склоне олистолиты и олистоплаки в основном представлены верхнемеловыми известняками и нижнепалеогеновыми мергелями, что свидетельствует о том, что нарождающееся поднятие стало освобождаться от покрывавшего в позднем мелу и раннем палеогене карбонатного чехла. На южном склоне это преимущественно верхнеюрские известняки и среднеюрские порфириты с ограничивавшей бассейн вулканической дуги.

К северу от Большого Кавказа, в Керченско-Таманском понижении и в Черном море образовался обширный майкопский бассейн, наиболее глубокие части которого были приурочены к зарождавшимся в эту же эпоху Индоло-Кубанскому и Терско-Каспийскому прогибам. Майкопский бассейн к северу от Большого Кавказа распространялся от Восточного Крыма до Мангышлака, а к югу от Кавказского хребта — вплоть до Малого Кавказа и Талыша, охватывая также почти весь Средний и Южный Каспий и Черное море.




В Черном море майкопские слои отлагались в Туапсинском и Восточно-Черноморском про-



Фундамент платформенных областей:

-  раннепротерозойский
-  байкальский
-  герцинский

Складчато-покровные и складчатые сооружения:

-  киммерийские
-  раннеальпийские
-  позднеальпийские




-  субокеаническая кора глубоководных впадин
-  разрывы, соответствующие границам крупных структур
-  прочие важные разрывы

Схема тектонического районирования фундамента Черноморско-Каспийского региона

гибах по обе стороны вала Шатского и в Западно-Черноморской впадине, несогласно прислоняясь к их рифтогенным склонам. В Каспии они заполняли Северо-Апшеронский и лежащий на его западном продолжении Кусаро-Дивичинский прогибы. Другой периклинальный по отношению к Большому Кавказу прогиб вдавался из северной части Южного Каспия вдоль южного склона Большого Кавказа между его осевой зоной и реликтом Северо-Закавказской вулканической дуги.

В майкопском бассейне в течение олигоцена и раннего миоцена в условиях недостатка кислорода накопилась мощная, в основном глинистая темноцветная толща, обогащенная органическим веществом. В среднем миоцене все эти бассейны обмелели, стали опресняться, временами утрачивая связь со Средиземным морем, а осадконакопление протекало в них уже в нормальных условиях.

В позднем миоцене происходят принципиально новые крупные изменения. Они связаны в конечном счете с отколом Аравийской микроплиты от Африканской литосферной плиты и с началом ее самостоятельного продвижения к северу. Под влиянием ее напора Закавказская микроплита стала активно поддвигаться под Евразийскую плиту, а южный край последней испытывал интенсивные деформации сжатия. Они привели не только к надвиго-

покровным южновергентным деформациям, но и к общему воздыманию Большого Кавказа, вступившего в позднеорогенную стадию альпийского развития. Это отразилось в смене морских тонкообломочных моласс в краевых прогибах грубыми и в основном континентальными. Другим важным следствием произошедшей коллизии стало образование против выступа Аравийской микроплиты Транскавказского меридионального поднятия, включавшего Минераловодский выступ и Ставропольский свод. Это в свою очередь вызвало распад Понто-Каспийского бассейна океана Паратетис на самостоятельные Черноморский и Каспийский бассейны и привело к образованию на их периферии Азово-Кубанской и Кумско-Терской впадин соответственно.

После среднего сармата связь между Черноморским и Каспийским бассейнами периодически осуществлялась через пролив между Ставропольским сводом и Минераловодским выступом.

В начале плиоцена произошло полное осушение Среднего и Северного Каспия; воды отступили в Южно-Каспийскую впадину, где уровень остаточного водоема понизился до 0,5 км ниже уровня океана. Вдоль северной части Каспия протянулась долина Палеоволги, дельта которой располагалась на широте Апшеронского полуострова [Попков, 1992, 2007; Хаин и др., 2004б]. Вместе с Палеокурой и

Палеоамударьей они в раннем плиоцене заполнили своими отложениями Южно-Каспийскую впадину, образовав многокилометровую толщу, именуемую в Азербайджане продуктивной, а в Туркменистане — красноцветной. Аналогичные отложения заполнили также Кусаро-Дивичинский и Северо-Апшеронский прогибы. В это же время в Черноморской впадине отлагались мелководные и маломощные киммерийские осадки.

В позднем плиоцене произошел прорыв морских вод в Каспий, что вместе с усилением речного притока в условиях более влажного климата вызвало акчагыльскую трансгрессию. Ее воды затопили не только собственно Каспийскую впадину, но и вышли далеко за ее пределы на севере, западе и востоке. До сих пор не выяснено, откуда именно они начали проникать в Каспий: либо со стороны Персидского залива через Центральный Иран, либо со стороны Восточного Средиземноморья через Центральную Анатолию.

В Черном море киммерийский бассейн сменился еще более опресненным куяльницким, контуры которых не выходили за пределы их современной береговой линии. Затем, уже в четвертичный период, последовало быстрое, почти катастрофическое опускание дна Черного моря до его современных глубин. В меньшем масштабе то же произошло в Среднем и Южном Каспии; в последнем глубины достигли почти 1000 м.

В плиоцене—квартере под действием продолжавшегося напора Аравийской микроплиты происходил подвиг — псевдосубдукция — Черноморско-Закавказской и Южно-Каспийской микроплит под Горный Крым, Большой Кавказ и Апшеронский порог. Этот процесс продолжается и в современную эпоху, проявляясь в значительной сейсмичности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Пастухов В.Г., Астахов К.П., Рыбаков В.Н. и др. Геодинамическая карта Украины. М-б 1:1 000 000. Объяснительная записка. Киев: Геопрогноз, 1993. 213 с.

Попков В.И. Тектоника запада Туранской плиты. М.: ИГиРГИ, 1992. 148 с.

Попков В.И. История и геодинамическая модель развития Черноморско-Каспийского региона // Геология, география и глобальная энергия. 2007. № 4 (27). С. 48–53.

Сомин М.Л. Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Ред. Ю.Г. Леонов. М.: GEOS, 2007. 368 с.

Хаин В.Е., Богданов Н.А., Попков В.И., Чехович П.А. Важнейшие геоструктуры и основные черты развития Каспийского нефтегазоносного мегабассейна // Экологический вестн. научных центров ЧЭС. 2004а. № 2. С. 47–56.

Хаин В.Е., Богданов Н.А., Попков В.И., Чехович П.А. Тектоника дна Каспийского моря // Геология регионов

В этот же период на Центральном Кавказе и Минераловодском выступе, т.е. в зоне Транскавказского поднятия, произошла вспышка магматизма, давшего лавово-игнибритовые поля Чегема, неоинтрузии Тырнауза, магматические диапиры в Минераловодском районе. В то же время, но начиная уже, вероятно, с миоцена, в Керченско-Таманской области и в Южном Каспии и по их периферии стал проявляться глиняный диапиризм и грязевый вулканизм.

На западе региона, в Горном Крыму и Прикрымской структурной зоне, с миоцена также формируются молодые складчато-надвиговые структуры. Они в основном имеют южную вергентность складок. Однако севернее Предгорной сутуры образуются и встречные надвиги южного падения с принадлежными складками северной вергентности. Процесс псевдосубдукции Черноморской плиты под Крым привел к образованию: 1) тепловых аномалий — предвестников активно-окраинного вулканизма в Равнинном Крыму (по аналогии с вышеупомянутым магматизмом Минераловодского района); 2) значительной сейсмичности в зоне конвергенции; 3) надвигов и перспективных на углеводороды принадлежных складок; 4) крупных олистограмм (наземный Массандровской и подводных Южно-Крымской и Южно-Керченской) [Юдин, 2003].

Заключение. Таким образом, в результате длительной тектонической эволюции Каспийско-Черноморского региона были созданы литодинамические и структурные комплексы, которые хорошо объясняются с позиций теории актуалистической геодинамики. Новые данные бурения, последние геологические и геофизические исследования показывают, что строение и история формирования структур южного обрамления ВЕП значительно сложнее, чем представлялось ранее на основе концепции фиксизма, и более сложные, чем представляется в настоящее время.

Каспийского и Аральского морей. Алма-ата: Казахстанское геологическое общество «КазГЕО», 2004б. С. 58–78.

Хаин В.Е., Попков В.И., Чехович П.А. Важнейшие геоструктуры Черноморско-Каспийского региона // Экологический вестн. научных центров ЧЭС. 2006а. Приложение. С. 105–112.

Хаин В.Е., Попков В.И., Юдин В.В., Чехович П.А. Основные этапы тектонического развития Черноморско-Каспийского региона // Экологический вестн. научных центров ЧЭС. 2006. № 2. С. 98–106.

Юдин В.В. Палеогеодинамика Крыма, прилегающих акваторий и территорий // Геол. журн. 1996. № 3–4. С. 115–119.

Юдин В.В. Магматизм Крымско-Черноморского региона с позиций актуалистической геодинамики // Мінеральні ресурси України. 2003. № 3. С. 18–21.

Поступила в редакцию
21.04.2009