

УДК 551.24:551.76/79(262.5)

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЧЕРНОМОРСКОГО БАССЕЙНА

А.М. Никишин, М.В. Коротаев, С.Н. Болотов, А.В. Ершов

Черноморская впадина начала формироваться как задуговой бассейн в раннем мелу. В конце альба в результате континентального рифтинга началось расщепление коры вдоль оси альбской вулканической дуги. В сеномане—коньяке продолжавшийся рифтинг привел к раскрытию глубоководного трога с сильно утоненной континентальной и (или) океанической корой, причем в нем примерно синхронно обособились две впадины: Западно- и Восточно-Черноморская. Начиная с конца сантона и до конца палеоцена Черноморский регион испытывал фазы сжатия. В эоцене в Восточно-Черноморской впадине проявилась новая фаза растяжения, которая привела к образованию Аджаро-Триалетского рифта. Начиная с конца эоцена и до настоящего времени Черноморский регион находится в обстановке сжатия. Быстрое дополнительное погружение Черноморской впадины в плиоцен-четвертичное время связано с региональными напряжениями сжатия.

Черное море расположено между Европой и Малой Азией и омывает берега Украины, России, Грузии, Турции, Болгарии и Румынии. Его площадь составляет 423 000 км², а максимальная глубина достигает 2,2 км. За последние тридцать лет были получены обширные сведения о его геологическом строении. Однако большие глубины и значительная мощность отложений осадочного чехла на сегодняшний день позволили вскрыть бурением лишь плиоцен-четвертичный интервал разреза, и современные представления о структуре Черноморской впадины основываются главным образом на материалах сейсмических исследований [10, 33, 34, 45].

На уровне коровой структуры Черноморская впадина состоит из двух бассейнов Западно- и Восточно-Черноморского (рис. 1, 2). Западно-Черноморский бассейн имеет в своем основании океаническую или субокеаническую кору, которая перекрывается мощным (до 19 км) осадочным чехлом. Восточно-Черноморский бассейн характеризуется сильно утоненной (до 10 км) континентальной корой в основании и осадочным чехлом мощностью до 12 км. Эти бассейны разделены линейно вытянутым приподнятым блоком континентальной коры (поднятие Андрусова), перекрытым осадочным чехлом мощностью 5—6 км [33, 34, 53, 71]. Черноморская впадина окружена позднекайнозойскими горными сооружениями Большого и Малого Кавказа, Понтида, Горного Крыма и Балканид, в области которых континентальная кора утолщена до 40—50 км [10, 33].

Регион характеризуется повышенной сейсмичностью, главным образом вдоль границ глубоководной впадины. Глубина сейсмических очагов колеблется от 5 до 20 км, а магнитуда землетрясений достигает 6—8 баллов. Особо следует отметить круто наклоненную на север сейсмическую зону, погру-

жающуюся под орогенное сооружение Горного Крыма и уходящую в верхи мантии, возможно, до глубин около 100 км; при этом отмечается утолщение земной коры под Горнокрымским орогеном до 50 км [9]. Сейсмичность региона в целом связана с напряжениями сжатия [7]. Современное (позднекайнозойское) поле напряжений вокруг Черноморской котловины устанавливается как на основе структурного анализа (надвиги в Понтидах и между Крымом и непосредственно Черноморской котловиной), так и по материалам сейсмических исследований, данным GPS [43, 69], а также по результатам анализа новейших разрывов и трещин в Крыму и на Кавказе [30]. Все эти материалы свидетельствуют о позднекайнозойском сжатии Черноморской впадины. Главным источником современных напряжений считается коллизия Евразийской и Аравийской литосферных плит [16].

В осадочном чехле Черноморской глубоководной котловины (без шельфовых областей) выделяются пять сейсмических комплексов, границы между которыми остаются предметом дискуссий [33, 34]. Самый нижний из них — верхнемеловой — гипотетический (рис. 2); выше последовательно залегают палеоцен-эоценовый, олигоцен-нижнемиоценовый, средне-верхнемиоценовый и плиоцен-четвертичный сейсмокомплексы.

Предполагаемая мощность верхнемелового комплекса составляет 5—6 км на западе и 3—4 км на востоке, вероятный состав по сейсмическим данным карбонатный [34]. Палеоцен-эоценовый комплекс имеет мощность 3—5 км и сложен предположительно карбонатными и глинистыми породами. Оligоцен-нижнемиоценовый комплекс сложен в основном глинами, мощность которых оценивается в 4—5 км. Средне-верхнемиоценовые отложения также, вероятно, имеют глинистый состав. Их мощность изменя-

ется от 1 до 3 км. Самый молодой, плиоцен-четвертичный комплекс тоже сложен главным образом глинами, его мощность во внутренних частях бассейна достигает 2—3,5 км [13, 33; 34]. Все осадочные комплексы от мелового до плиоцен-четвертичного имеют практически горизонтальное залегание без заметных признаков деформаций (кроме некоторых краевых частей бассейна). Стратиграфия Черноморского бассейна пока плохо обоснована (особенно это относится к верхнемеловому интервалу разреза), и интерпретационные схемы разных авторов отличаются друг от друга [33, 34, 53, 71]. Например, не исключено, что под верхнемеловым чехлом может располагаться аптско-альбский рифтовый комплекс. Сейсмические данные показывают, что фундамент Черноморской впадины, по крайней мере в некоторых местах, рассечен нормальными сбросами [34, 53, 73]. Эти данные свидетельствуют о том, что бассейн формировался в результате растяжения коры [27, 47, 54, 65, 71, 85]. Меловая вулканическая известково-щелочная дуга располагалась вдоль современных Понтида, непосредственно южнее Черноморской впадины. Такая комбинация в плане бассейна растяжения и вулканической дуги привела к широко распространенному заключению о задуговой геодинамической природе бассейнов Черного моря [47, 54, 85].

В этой статье мы обсудим следующие ключевые и нерешенные проблемы для Черноморского региона: 1) время образования Западно- и Восточно-Черноморского бассейнов; 2) кинематику раскрытия Черноморской впадины: возможные направления раскрытия, главные разломы, формировались ли оба бассейна одновременно или один после другого; 3) тектоническую историю бассейнов после их раскрытия.

Тектоническое положение Черноморского бассейна

Анализу тектонической структуры Черноморского региона в последние годы было посвящено большое количество работ [26, 27, 33, 34, 42, 47, 49, 53, 54, 60, 62, 65, 71, 73, 79, 81, 83, 84]. Мы не будем подробно останавливаться на детальном рассмотрении всех выделяемых структурно-тектонических элементов, приведем лишь их краткие характеристики, следуя нашим ранее опубликованным обзорам [27, 60, 62] и учитывая новейшие данные.

По обрамлению Черноморской впадины выделяются следующие разновозрастные тектонические элементы (рис.1). С севера впадина ограничена Скифской платформой и орогенными сооружениями Южного Крыма и Большого Кавказа. Скифская платформа имеет позднегерцинский фундамент, испытавший последующие деформации в позднем триасе — начале ранней юры [9, 26, 27, 62]. В Южно-Крымском орогене главные фазы деформаций произошли в предбайосское, предкелловейское и берриасское время. Большекавказский ороген сформировался в

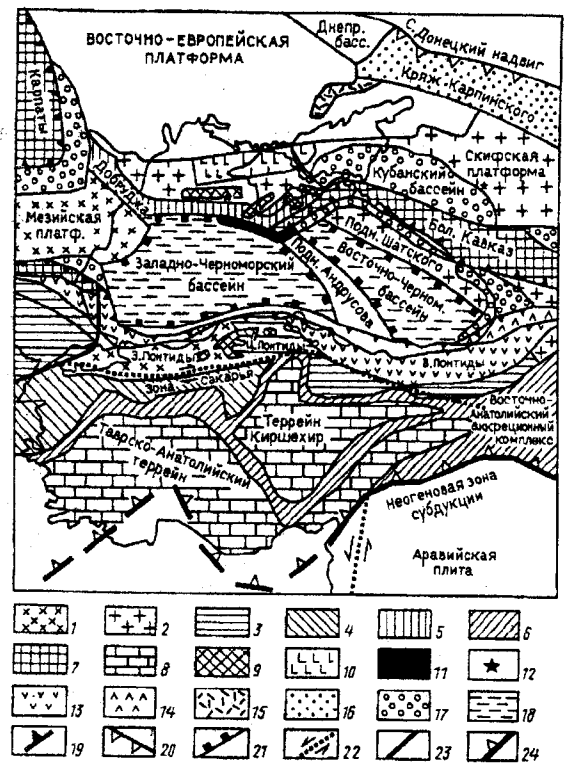


Рис. 1. Тектоническая схема Черноморского региона:

1—3 — фундамент: 1 — докембрийский, 2 — позднепалеозойский, 3 — мезозойско-палеозойский; 4 — палеозойско-раннемезозойская аккреционная зона; 5 — неокомский складчато-надвиговый пояс; 6 — позднемеловой—палеоценовый офиолитовый меланж и флиш; 7 — альпийский ороген; 8 — нерасчлененные континентальные террейны; 9 — апт-альбские рифтовые осадочные бассейны; 10 — альбские рифтовые бассейны с вулканитами; 11 — альбская (?) остаточная вулканическая дуга; 12 — альбские вулканиты и туфы; 13 — позднемеловая вулканическая дуга; 14 — эоценовый вулканический бассейн; 15 — сантон-маастрихтский грабен; 16 — позднепалеозойский молассовый бассейн; 17 — кайнозойский молассовый бассейн; 18 — позднемеловой бассейн с океанической и/или сильно утоненной континентальной корой; 19 — альпийский надвиговый пояс; 20 — сенон-палеоценовый надвиг; 21 — пассивная окраина; 22 — сдвиг; 23 — Западно-Черноморско-Саросский разлом; 24 — зона субдукции

позднем кайнозое в результате закрытия позднеюрско-эоценового задугового бассейна Южного склона Большого Кавказа, который развивался на сильно утоненной континентальной коре [26, 27, 52].

К западу от Черноморской впадины располагаются ороген Северной Добруджи, Мезийская платформа, складчатый пояс Балканид, пояс Странджа и Родопский массив. Северо-Добруджинский ороген имеет герцинский фундамент. Начиная с конца перми (?) и в триасовое время в его пределах развивался рифтовый бассейн, который перед келловеем, а также на рубеже юры и мела, или, возможно, в неокоме испытал складчатые деформации [41, 62, 63, 76]. Мезийская платформа имеет докембрийский фундамент. В фанерозое основные деформации эта платформа испытала в позднем палеозое [41, 65]. Складчато-надвиговый пояс Балканид сформировался в кайнозое [41]. Орогенный пояс Странджа возник в неокоме [41, 65]. Массив Родопы, фундамент

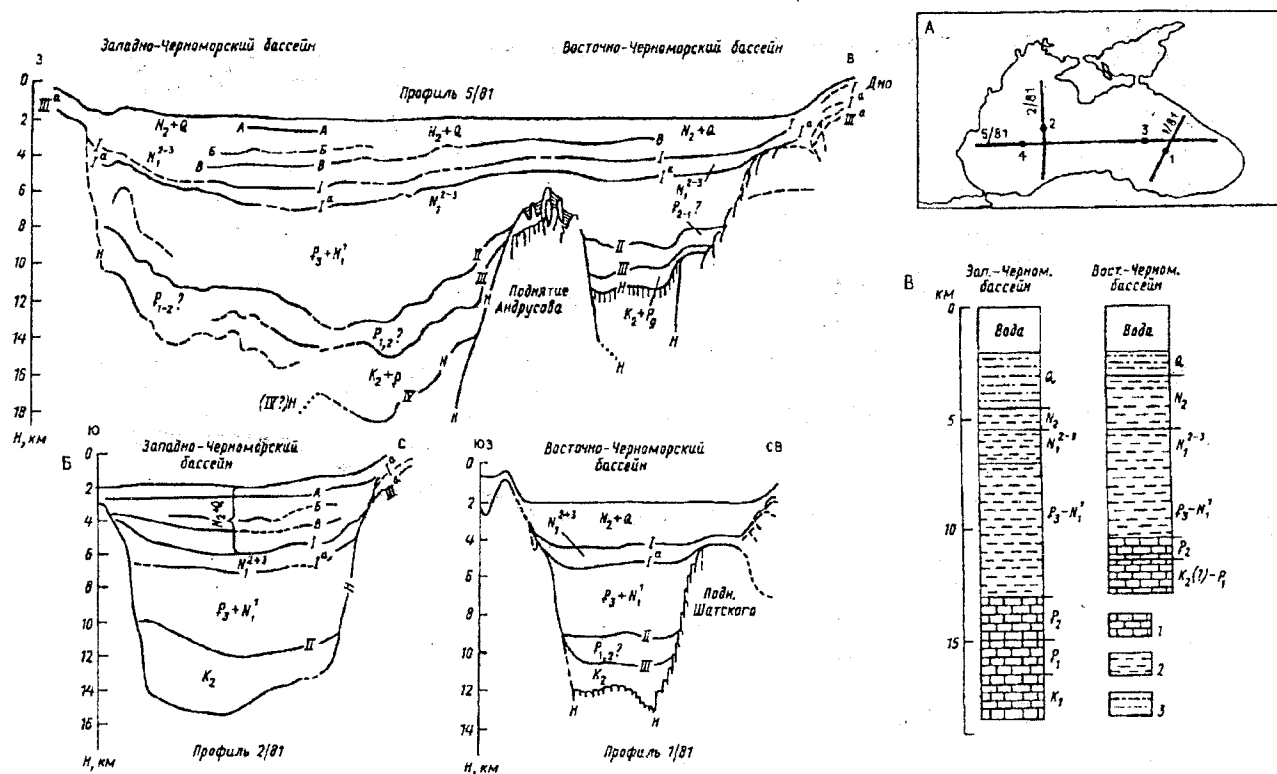


Рис. 2. Сейсмогеологические разрезы Черноморской впадины.

А — схема расположения сейсмических профилей (1/81, 2/81, 5/81) и псевдоскважин (1, 2, 3, 4 — для рис. 5). Б — сейсмогеологические разрезы (по [33] с изменениями и дополнениями). В — предполагаемые геологические разрезы через Западно- и Восточно-Черноморскую впадины: 1 — карбонаты; 2 — терригенные глинистые отложения; 3 — терригенные песчано-глинистые отложения

которого сложен породами докембрия и палеозоя, испытал деформации и метаморфизм в позднем палеозое, а также в мезозое: в предсеноманское, или даже в предмаастрихтское время [41, 46].

По южному обрамлению Черноморской котловины располагаются зоны Западных, Центральных и Восточных Понтид. Западные Понтиды (или зона Стамбул) имеют фундамент, сходный с фундаментом Мезийской платформы [42, 65]. Зона Центральных Понтид сложена двумя комплексами: раннетриасовым (?) офиолитовым (возраст пород, слагающих этот комплекс, окончательно не установлен) и триасово-среднеюрским нерасчлененным турбидитовым (флишевым). Подобно Горному Крыму, зона Центральных Понтид во время предкелловейской орогении подверглась складчато-надвиговым деформациям [81]. Восточные Понтиды имеют позднепалеозойский фундамент [66], здесь, как и в Горном Крыму и на Большом Кавказе [62], проявились ааленско-предбайосские деформации [70].

К востоку от Черноморской впадины расположены Аджаро-Триалетская зона и Дзирульский массив. Аджаро-Триалетская зона представляет собой меловую вулканическую дугу, заложившуюся на позднепалеозойском (?) фундаменте. Вдоль нее в эоцене образовался рифт, закрывшийся уже в олигоцене [14, 22, 62]. Массив Дзирула имеет плохо изученный докембрийский фундамент. В позднем

палеозое он был вовлечен в орогению и подвергся складчатой деформации, которые сопровождалось интенсивным гранитоидным магматизмом [26].

Внутри Черноморской котловины выделяются два поднятия: Шатского и Андрусова (рис. 1). Поднятие Шатского является вероятным продолжением Дзирульского массива. Поднятие Андрусова также, возможно, имеет фундамент, подобный фундаменту поднятия Шатского. К такому выводу приводят результаты анализа состава галек верхнеюрских конгломератов горы Демерджи в Горном Крыму. По мнению В.Г. Чернова [37], гальки транспортировались с юга и они содержат много окатанных фрагментов палеозойских и докембрийских гранитоидов и метаморфических пород, триасовых и нижнеюрских известняков, а также среднеюрских вулканитов.

Важным элементом в структуре обрамления Черноморской впадины является меловой вулканический пояс, протягивающийся из Среднегорья через Понтиды и Аджаро-Триалеты в Карабах [22, 27, 42, 43, 47, 62, 65, 79, 85]. Хронология его развития изучена пока недостаточно детально, но установлено, что Аджаро-Триалетский сегмент вулканической дуги был активен с апта по турон, а слабые вулканические проявления в нем имели место вплоть до кампана [14, 22]. В Понтидах активность вулканического пояса продолжалась с сеномана (?) — коньяка до кампана, а слабые вулканические проявления

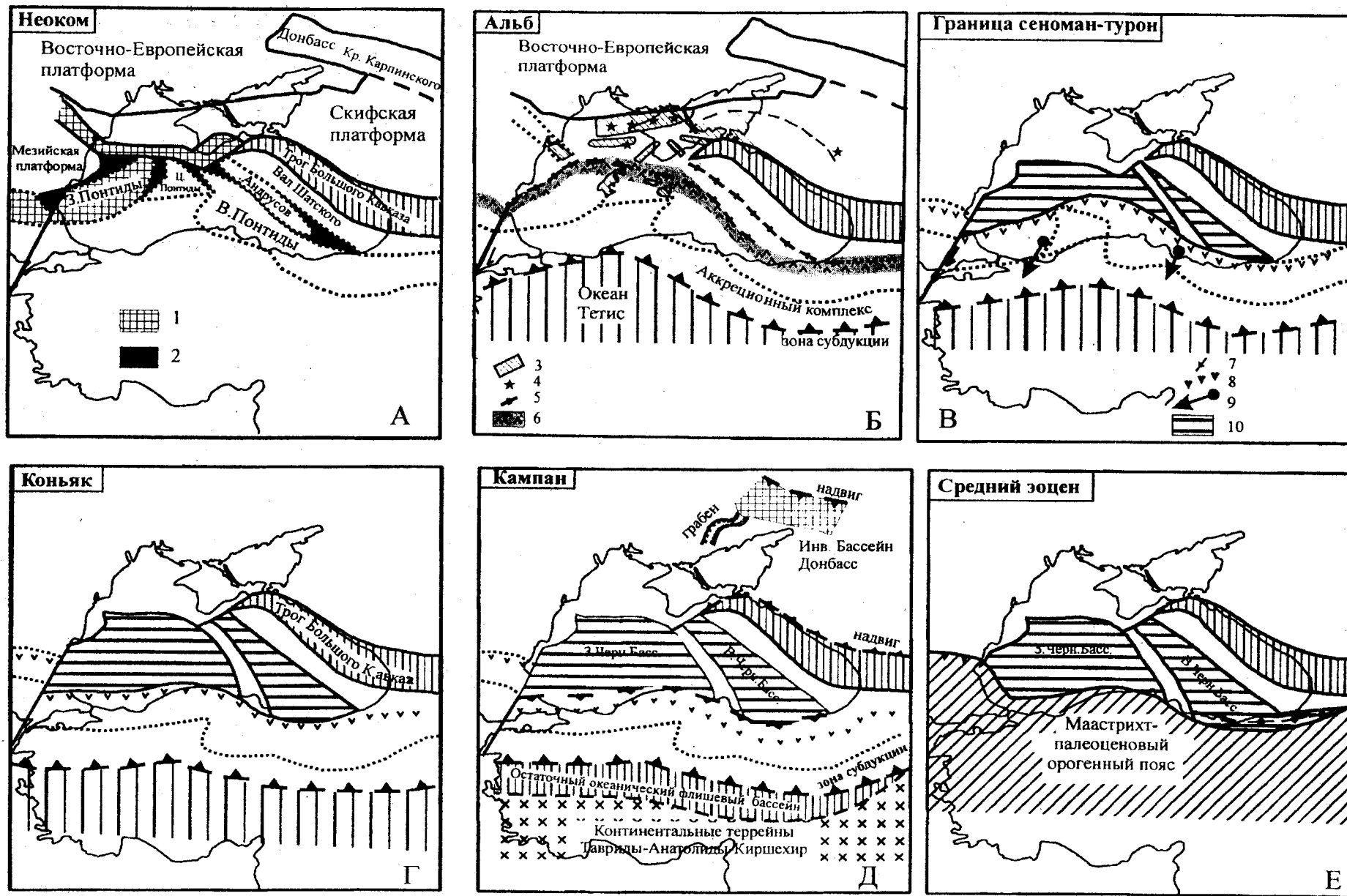


Рис. 4. Палеотектонические реконструкции Черноморского региона:

1 — неокомский ороген; 2 — бреш в реконструкции; 3 — альбские рифты; 4 — альбские вулканисты; 5 — оси поздне мелового раскрытия; 6 — меловой вулканический пояс; 7 — ось рифтинга; 8 — поздне меловый вулканический пояс; 9 — направление движения; 10 — глубоководный бассейн

номорского бассейна глубоководный трог Южного склона Большого Кавказа закрывался. Это было предложено для того, чтобы найти необходимое пространство для раскрывавшегося Восточно-Черноморского бассейна. Однако, как уже отмечалось [60, 62], в меловое время, вплоть до позднего сантона, глубоководный трог Южного склона Большого Кавказа не испытывал сжатия и, более того, в альбе—сеномане в этой зоне проявился базальтовый магматизм, связанный с обстановкой растяжения [21, 22]. Таким образом, модель А. Окая в части описания истории Восточно-Черноморского бассейна вступает в противоречие с геологическими данными.

Модель, предложенная А. Робинсоном с коллегами [42, 73, 74], имеет тот же недостаток: авторы “раскрывают” Западно-Черноморский бассейн раньше Восточно-Черноморского, но при этом не рассматривают возникающую кинематическую проблему пространства для Восточно-Черноморского бассейна с учетом реконструированного трога Южного склона Большого Кавказа.

Наша модель раскрытия Черноморского бассейна показана на рис. 4 (схемы А—Е). Реконструкция для неокома частично совпадает с более ранними моделями многих исследователей [65, 74, 85] и является развитием и уточнением наших предыдущих построений [27, 29, 60, 62]. В своих ретроспективных реконструкциях мы “разворачивали” массив Родопы против часовой стрелки более чем на 12 градусов, так как современные палеомагнитные данные показывают, что за олигоцен—четвертичное время этот массив был развернут по часовой стрелке на указанный угол [48]. С учетом этого наилучший вариант раскрытия Черноморских бассейнов представляется посредством правостороннего сдвига между Западными Понтидами и массивами Родопы—Фракия. При таком движении всех Понтид на юго-запад (ориентировки по сторонам света даны в современных координатах) можно примерно синхронно раскрыть и Западно- и Восточно-Черноморский бассейны (или один за другим). Сейчас этот сдвиг протягивается вдоль залива Сарос в Эгейском море и трассируется далее на север вдоль северо-западного побережья Мраморного моря. Этот разлом отделяет также вулканическую дугу Западных Понтид в Турции и вулканическую дугу Среднегорья на Балканах. Мы предлагаем называть данный разлом Западно-Черноморско-Саросским. В нашей реконструкции не требуется “раскалывать” вулканический пояс всех Понтид ортогональным сдвигом, как это предлагается в моделях А. Окая и др. [65] и А. Робинсона [74], тем более что какие-либо реальные данные о его существовании отсутствуют. Наша кинематическая модель показывает, что раскрытие обоих черноморских бассейнов происходило в единой геодинамической обстановке в ходе единой, в целом тектонической фазы. Одна из видимых проблем наших реконструкций состоит в объяснении

послемеловой истории Западно-Черноморско-Саросского разлома и района его окружения (пограничного района между Понтидами, Родопами и западной границей Западно-Черноморской впадины).

Время раскрытия глубоководной Черноморской впадины

Время раскрытия Черноморской впадины, как было сказано выше, также остается предметом дискуссий. Большинство исследователей считают, что Черноморская впадина образовалась в мелу—палеоцене или даже в эоцене [22, 27, 29, 47, 60, 62, 65, 71, 85]. Прежде чем рассмотреть предлагаемые нами реконструкции, приведем следующие ограничения на хронологию событий и некоторые замечания.

1. Континентальный рифтогенез и связанное с ним воздымание Черноморского региона произошли в альбе или апте—альбе. Черноморская впадина образовалась в процессе “расщепления” (продольного рифтинга) ранее существовавшей альбской вулканической дуги примерно вдоль ее оси.

2. Обычно задуговой спрединг океанической коры следует сразу после континентального рифтинга; следовательно, формирование океанической коры (или крупномасштабное утонение континентальной коры) должно было начаться в сеномане (по крайней мере, в Западно-Черноморском бассейне). Начиная с сеномана значительные площади Мезийской и Скифской платформ стали перекрываться морскими осадками [27, 56]. Сеноманские карбонаты в Крыму содержат тонкие прослой бентонитов (бывших вулканических пеплов) ([8] и наши наблюдения). Из этого следует, что вулканическая дуга располагалась где-то неподалеку и ее активность продолжалась (но вместо туфов в сеномане уже эпизодически отлагался вулканический пепел).

3. Исследования показывают, что длительность раскрытия задуговых бассейнов обычно составляет 5—15 млн лет [58]. Основываясь на этих данных, можно с достаточным основанием полагать, что Черноморская впадина не могла раскрываться длительно на протяжении всего позднего мела и палеоцена.

4. Начиная с позднего сантона или с кампана и вплоть по палеоцен включительно южная часть Восточно-Европейской платформы и ее обрамление испытывали сжатие: например, в Донбассе отмечаются постмаастрихтские складчато-надвиговые деформации [26, 61]. Внутриплитные инверсионные деформации затронули многие авлакогены Восточной Европы [61]. На востоке Скифской платформы на сейсмических профилях видны надвиги, формировавшиеся в конце мела — палеоцене; южная часть Крыма в позднем сантоне—палеоцене испытала несколько фаз синкомпрессионных поднятий (наши данные); в сантоне—маастрихте вдоль северного склона трога Южного склона Большого Кавказа

формировались гравитационные олистостромы, причины появления которых также связывают с тектоническими событиями [24]. Поэтому мы предполагаем, что время между поздним сантоном и концом палеоцена не являлось благоприятным для существования в пределах Черноморской впадины обстановки растяжения.

5. Данные по меловой стратиграфии и тектонике Понтиды противоречивы [55, 71, 75]. В сеномане и туроне Понтиды в целом испытали региональное погружение, осложненное развитием отдельных зон поднятия [55, 83]. Имеются отдельные данные о воздымании области Восточных Понтид в сеномане [66]. В коньяке—раннем кампане в обстановке сжатия происходило надвигание офиолитового меланжа на преддуговые террейны [75, 83]. За этой фазой сжатия в кампане (начиная со среднего кампана) последовала миграция вулканической дуги к югу [83]. Это событие интерпретировалось как фаза задугового растяжения и раскрытия Западно-Черноморского бассейна, сопровождавшаяся миграцией дуги [83]; однако мы предполагаем, что миграция вулканической дуги к югу в кампане была обусловлена отступанием зоны субдукции на юг после аккреции офиолитового меланжа. Наше предположение основывается на новых стратиграфических исследованиях в Центральных Понтидах — главная фаза обдукции офиолитового меланжа происходила в середине кампана [75].

6. Максимум сенонского вулканизма вдоль дуги Понтид может быть связан не с фазой раскрытия Черноморской впадины, а с изменениями в субдукционной системе и со сжатием вулканической дуги.

7. В маастрихте—раннем эоцене произошла аккреция континентальных террейнов — блока Киришехир, террейнов Тавриды—Анатолиды [83] — с Понтидами, что в условиях возникшей компрессии привело к складчато-надвиговым деформациям. Возможно, в это время происходило некоторое надвигание Понтид на Черноморскую впадину. Это надвигание может объяснить быстрое погружение задугового пояса между активной вулканической дугой Понтид и собственно Черноморской впадиной в самом конце мела [83]. В этом случае быстрое погружение можно интерпретировать как прогибание литосферы под тяжестью надвинутого орогена (так называемое “флексурное погружение”).

8. В Болгарии надвиговый пояс Внешних Балкан был активизирован в конце мела [77]; в это же время многие участки Мезийской платформы испытали воздымание [56], вероятно, в связи с нарастающим внутриплитным сжатием.

9. Данные по Интра-Понтидской сuture противоречивы, в своих реконструкциях мы ее не учитываем, исходя из предположений о ее закрытии уже в неокоме [67].

Мел-палеогеновая история Черноморского бассейна. Данные, которые мы привели выше, свидетельст-

вуют о том, что наиболее вероятное время для раскрытия обоих Черноморских бассейнов — это сеноман—коньяк. По продолжительности это около 10 млн лет. Мы допускаем, что оба бассейна сформировались в этом интервале времени. В сеномане—палеоцене Черноморская впадина находилась в целом в обстановке сжатия, и максимум компрессии приходился на маастрихт—палеоцен.

В 80-х годах была высказана гипотеза о палеоценовом возрасте заложения Восточно-Черноморского бассейна. В последующие годы многие исследователи приняли участие в дискуссии на эту тему. В частности, этой гипотезы придерживается А. Робинсон с соавторами [72, 73]. Одним из наиболее важных аргументов в пользу такой точки зрения считают наличие регионального несогласия на сейсмических профилях вокруг Восточно-Черноморского бассейна. Названные исследователи предполагают, что это несогласие было обусловлено синрифтовым воздыманием плечевых поднятий Восточно-Черноморского бассейна; однако новые данные показывают, что это несогласие, скорее, было связано с сенон-предэоценовой компрессионной тектоникой вдоль южных окраин Восточной Европы [61].

Мы не исключаем, что в Восточно-Черноморском бассейне в конце позднего мела и в палеоцене могла иметь место дополнительная фаза растяжения, проявившаяся на фоне обстановки общего регионального сжатия. Но не исключено, что это могли быть присдвиговые деформации с формированием бассейнов типа “pull-apart”, так как ось Восточно-Черноморского бассейна и его рифта была ориентирована по диагонали относительно оси сжатия. На вероятность такого сценария указывает тот факт, что в Восточном Крыму на продолжении Восточно-Черноморского бассейна относительно глубоководные отложения кампана или маастрихта—палеоцена различными горизонтами ложатся с размывом на более древние меловые отложения ([9], неопубликованные данные А.С. Алексеева и Л.Ф. Копаевич).

Эоценовая история Черноморского региона. В эоцене в Закавказском регионе и в Понтидах доминировала обстановка растяжения [17, 62, 83]. В позднем мелу и палеоцене Аджаро-Триалетский бассейн испытал погружение примерно вдоль оси аптуронского Закавказского магматического пояса. В образовавшемся бассейне шло накопление карбонатных турбидитов. В эоцене этот бассейн испытал новую фазу погружения, которая сопровождалась крупномасштабным базальтовым, щелочно-базальтовым и андезитовым вулканизмом и накоплением вулканокластических турбидитов. Пик вулканической активности был в среднем эоцене. Мощность эоценовых отложений достигает 3—5 км [14, 22]. Рифтовая эоценовая история Аджаро-Триалетского бассейна неоднократно обсуждалась многими авторами [14, 17, 22, 62]. Начиная с позднего эоцена этот бассейн испытывает сжатие, которое в неогене при-

вело к формированию на его месте складчато-надвигового пояса [24, 26, 42, 71]. На западе этот надвиговый пояс переходит в северное ограничение Восточных Понтидов.

Эоценовая рифтовая фаза также проявилась в виде среднеэоценового коллапса и растяжения орогена Восточных Понтидов. В течение этого времени происходило накопление морских вулканокластических серий осадков [66, 83]. Среднеэоценовая фаза растяжения в целом широко проявилась в Турции, за ней последовала олигоценовая фаза регионально-го сжатия [83].

Надвигание Балканид на Западно-Черноморскую впадину происходило в среднем—позднем эоцене, что привело к формированию краевого прогиба Камчия [77].

Олигоцен-четвертичная тектоническая история Черноморского региона. Олигоцен-четвертичный этап тектонической истории Черноморского региона хорошо изучен. Это время в целом характеризуется полифазной компрессией региона, вызванной коллизией Аравийской плиты с южной окраиной Евразии [47]. В конце эоцена начал закрываться трог Южного склона Большого Кавказа, что было связано с пододвиганием его коры под Скифскую платформу. Этот процесс продолжался вплоть до конца раннего миоцена. Со среднего миоцена началась (и продолжается до настоящего времени) асинхронная коллизия бортов трога, сопровождавшаяся общей складчатостью и надвигообразованием, что уже в конце среднего миоцена привело к росту горного сооружения Большого Кавказа [16, 26, 52]. Крупномасштабное воздымание гор началось с позднего сармата (около 11 млн лет назад).

В олигоцене начал погружаться Туапсинский прогиб, располагающийся между Большим Кавказом и Черным морем. Его погружение контролировалось формированием надвигового пояса [34, 71]. Одновременно с началом формирования Туапсинского прогиба, т.е. с олигоцена, Закавказье и Турция были вовлечены в региональное воздымание, но ускорение общего воздымания также началось примерно с позднего сармата. С этого же времени в орогеническом поясе в Кавказско-Турецком регионе начался крупномасштабный синорогенный базальтовый, андезитовый и кислый вулканизм [25, 26, 83]. Можно предположить, что утолщение коры и ее разогрев в Кавказско-Турецком регионе начались с позднего сармата, и этот процесс длится приблизительно последние 11 млн лет.

Данные сейсмических профилей показывают, что имеется складчато-надвиговый пояс между Понтидами и Черноморской впадиной [34, 71]. Деформации плохо датированы, но по крайней мере плиоценовые осадки местами дислоцированы [72]. Вероятно, деформации сжатия начались с олигоцена (но мы не исключаем и сенон-палеоценовые складчато-надвиговые деформации).

Несколько инверсионных структур известно на одесской части Северо-Черноморского шельфа и в Северном Крыму [9, 34, 74]. Главные фазы деформаций в этих структурах проявились в основном в предсреднемиоценовое время, но полифазные деформации сжатия начались, вероятно, еще с позднего эоцена [74].

В Родопах в конце эоцена и в олигоцене имела место обстановка растяжения. К этому времени относятся интенсивные проявления вулканизма известково-щелочной и шохонитовой серий (25,5 — 37 млн лет назад) [59, 82]. В период 22—19 млн лет назад в Родопско-Мезийском регионе проявилась фаза базанитового вулканизма [82]. Эти данные убедительно свидетельствуют, что с конца эоцена до раннего миоцена Болгарский регион находился в обстановке растяжения.

Между Горным Крымом и Черноморской впадиной примерно вдоль нижней части континентального склона располагается крайовой прогиб Сорокина [13, 20, 34]. Он выполнен отложениями олигоцена—нижнего миоцена (около 5 км), среднего миоцена и плиоцена (менее километра) и четвертичными осадками (2—3 км). Структура прогиба осложнена складчато-надвиговыми дислокациями и глиняным диапиризмом. Горный Крым в течение, по крайней мере, позднего мела—эоцена регулярно перекрывался морскими осадками (это вытекает из анализа распределения сохранившихся фаций по нашим данным и известным сводкам [9]). Кроме того, известно, что начиная с олигоцена Горный Крым стал медленно воздыматься [9], и скорость этого воздымания во времени в среднем возрастала. Современный Горный Крым имеет кору толщиной порядка 50 км. Кора такой толщины обладает высокой плавучестью и явно не может перекрываться морскими относительно глубоководными осадками. Значит, до олигоцена в Горном Крыму была нормальная континентальная кора, толщина которой была порядка 40 км — “стандартная” для Степного Крыма. Можно предположить, что за олигоцен-четвертичное время толщина коры Горного Крыма возросла на 10 км. Наиболее простым объяснением этого факта может служить предположение, что кора Черного моря была пододвинута под Горный Крым. В зоне поддвига сформировался крайовой прогиб Сорокина. На примере пары Черное море — Горный Крым мы видим прекрасный образец зарождения зоны субдукции, но пока этот процесс находится на стадии поддвига коры глубоководного трога под “стандартную” континентальную кору. Если процесс будет развиваться в этом направлении, то, по всей видимости, в дальнейшем под Горным Крымом сформируется полноценная зона субдукции. Складчато-надвиговые дислокации вдоль сутуры Измир-Анкара продолжались до позднего миоцена [44]. Левосторонние сдвиговые смещения вдоль Северо-Анато-

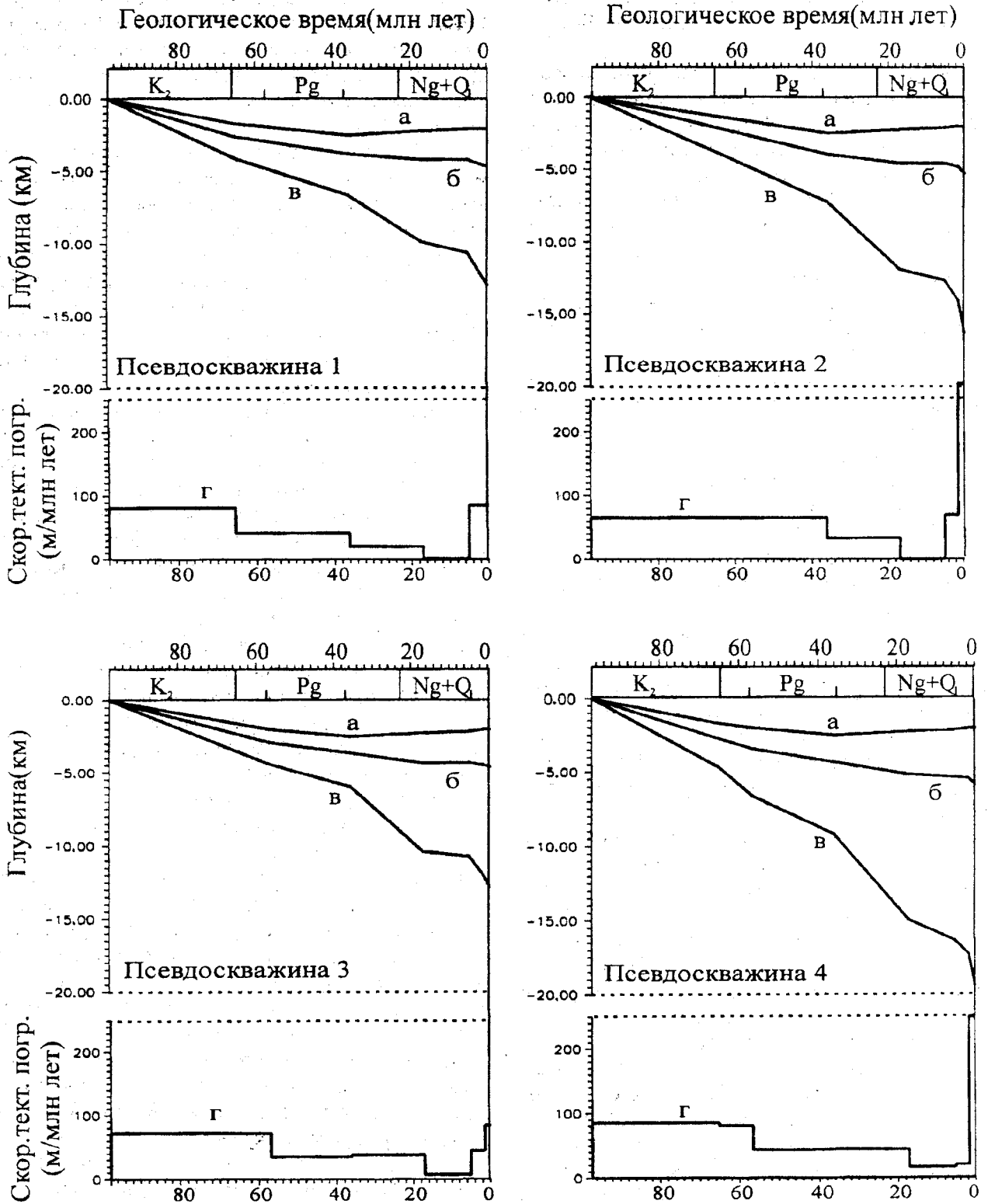


Рис. 5. Результаты одномерного моделирования истории погружения Черноморской впадины. Расположение псевдоскважин показано на рис. 2. Буквами отмечены кривые: а — палеобатиметрическая; б — тектонического проседания; в — проседания фундамента; г — скорости тектонического проседания

лийского разлома начались с конца миоцена [70, 83] с общим смещением около 50 км [83].

Таким образом, можно с уверенностью констатировать, что начиная с конца эоцена — начала

олигоцена в Черноморском регионе преобладала обстановка общего сжатия. Только в Родопском регионе имела место обстановка растяжения. Общий подъем современных гор, а также утолщение земной

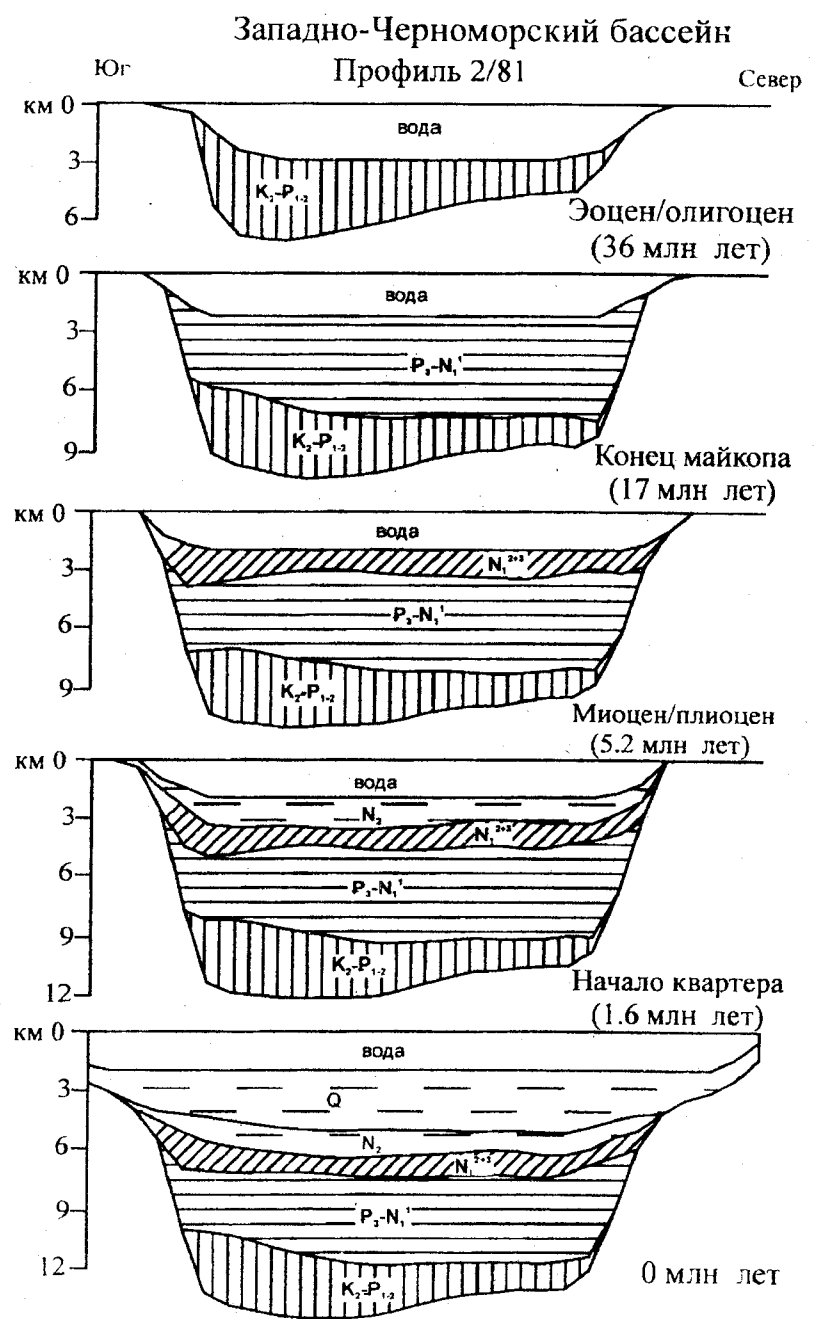
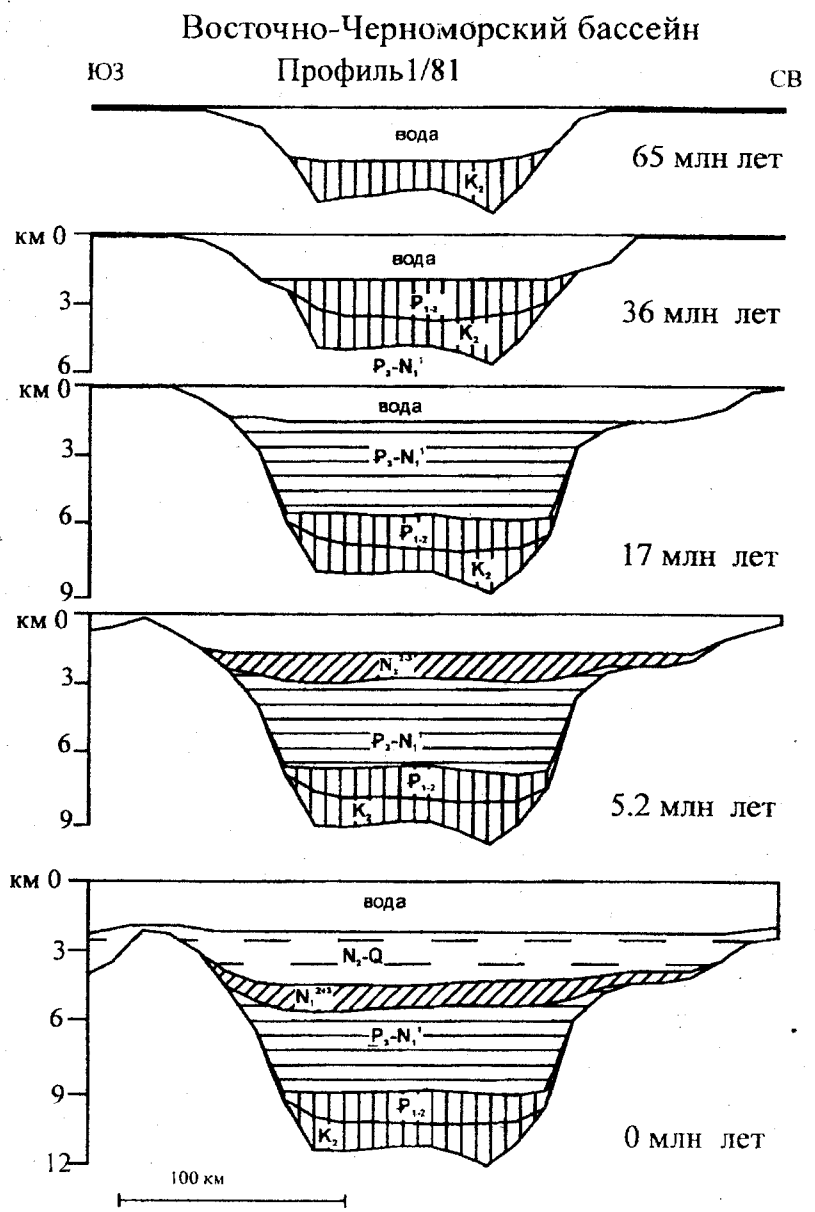


Рис. 6. Результаты двухмерного моделирования истории погружения Черноморской впадины (с коррекцией на декомпакцию и палеоглубинами). Положение профилей показано на рис. 2

коры начались вокруг Черного моря около 11 млн лет назад, т.е. в позднем сармате. Этот подъем сопровождался крупномасштабным вулканизмом и разогревом коры, что могло быть связано с окончательным отрывом субдуцированной литосферной пластины и литосферных корней после завершения субдукции литосферы океана Тетис и синколлизонного утолщения литосферы орогенов [28]. Такой вывод подтверждается новейшими данными по сейсмотомографии региона: например, на сейсмотомографических профилях под Большим Кавказом "виден" отрыв нижней части бывшей литосферы и отрыв субдуцированных фрагментов литосферной плиты между Кипром и Загросом [45].

Моделирование истории погружения Черноморской впадины

Для компьютерного моделирования истории погружения Черноморской впадины мы использовали стандартные процедуры "бэкстриппинга" (backstripping) [12, 18, 80]. Двухмерные модели были построены на основе геологических разрезов, полученных при интерпретации региональных сейсмических профилей (профили 1/81, 2/81 [33]) (рис. 2). Одномерное моделирование проводилось по так называемым псевдоскважинам, которые представляют собой интерпретацию разреза сейсмического профиля в конкретной точке (рис. 2). Результаты моделирования показаны на рис. 5 и 6.

Одна из основных задач при моделировании — это восстановление палеоглубин бассейна. В настоящее время не существует корректных данных по истории палеоглубин Черного моря. Главный источник информации — это интерпретация сейсмических профилей. Такая интерпретация показывает, что в доолигоценное время глубоководный бассейн уже существовал, так как отчетливо распознаются доолигоценные пассивные окраины [33, 34]. Как было сказано выше, мы предполагаем, что рифтинг в Черноморской впадине имел место в апте—альбе, а спрединг океанической коры и (или) крупномасштабное утонение континентальной коры произошли в сеномане—коньяке. Если обратиться к современным задуговым бассейнам с небольшими участками океанической коры, например, Тирренскому морю, то известно, что такие бассейны имеют глубины около 3—3,5 км. Мы предполагаем, что сеноманско-эоценовая Черноморская впадина была подобна современной Алжиро-Прованской с глубинами около 2,5—3 км и возрастом коры порядка 25 млн лет.

Нет корректных данных об изменении палеоглубин Черного моря в олигоцен-четвертичное время. Но современные грязевые вулканы на дне Черного моря выносят пелагические олигоценные глины [13]. Данные по палеоканьонам на пассивных окраинах и по истории шельфов указывают на отсутствие значительных (первые сотни метров) колебаний

уровня моря. Таким образом, мы предполагаем, что в олигоцене—неогене палеоглубины Черного моря были близки к современным. Однако надо заметить, что крупный вероятный эпизод понижения уровня Черного моря на несколько сотен метров имел место в конце миоцена—начале плиоцена (около 6,5—5,0 млн лет назад) [25, 51, 57]. Это падение уровня было, возможно, связано с так называемым Мессинским кризисом, когда произошел разрыв связи Средиземного моря с Мировым океаном [38, 39]. Это, в свою очередь, повлекло за собой разрыв связей между отдельными бассейнами Паратетиса, одним из которых был Эвксинский (Черноморский).

При одномерном моделировании истории погружения выделяются три стадии (рис. 5).

1. Поздний мел-эоцен (97—36 млн лет назад). Глубина бассейна к концу стадии составляла 2,5 км, величина тектонического погружения (каким бы было погружение, если бы вес осадков и воды были равны нулю [12]) в Западно-Черноморском бассейне — 4,3 км, а в Восточно-Черноморском — 3,8 км, скорость тектонического погружения достигала 70—80 м в миллион лет.

2. Оligocen-миоцен (36—5,2 млн лет назад). Глубина бассейна сократилась с 2,5 до 2,25 км, величина тектонического погружения в Западно-Черноморском бассейне составила 0,6 км, а в Восточно-Черноморском — 0,4 км, скорость тектонического погружения достигала 20—30 м в миллион лет.

3. Плиоцен-четвертичное время (5,2—0 млн лет назад). Глубина бассейна сопоставима с современной глубиной — 2,0—2,2 км, величина тектонического погружения — 0,45—0,5 км в обоих бассейнах, скорость тектонического погружения достигала 85 м в миллион лет.

Наше моделирование, как и результаты предыдущих работ [1, 73, 78], показало, что в плиоцен-четвертичное время произошло ускорение погружения фундамента Черноморского бассейна. Моделирование продемонстрировало, что в олигоцене не было ускорения тектонического погружения фундамента, значительные мощности олигоцен-миоценовых отложений объясняются крупномасштабным ускорением скорости седиментации в связи с началом роста горных сооружений вокруг Черного моря.

Результаты динамического моделирования показали, что фазу плиоцен-четвертичного быстрого погружения Черноморской впадины можно объяснить вдавливанием его литосферы вниз под воздействием региональных сил сжатия [18].

Заключение

1. Западно- и Восточно-Черноморский глубоководные бассейны возникли при расколе раннеальбской вулканической дуги. Бассейны образовывались в сеномане — коньяке на сильно утоненной конти-

нентальной и (или) океанической коре в обстановке задугового растяжения, вызванной откатыванием на юг субдукционной системы Понтид. Западно-Черноморско—Саросский разлом был, вероятно, главным сдвигом, контролировавшим раскрытие черноморских бассейнов.

2. В сеноне—палеоцене Черноморская впадина находилась в основном в обстановке сжатия, а в эоцене преобладали условия растяжения в связи с коллапсом орогенов в Турции.

3. С конца эоцена по обрамлению Черноморского региона преобладают обстановки сжатия (за исключением Родопско-Мезийского района).

4. Быстрое плиоцен-четвертичное погружение Черноморской впадины происходило в условиях регионального сжатия.

Работа выполнялась при финансовой поддержке Министерства природных ресурсов РФ, грантов РФФИ (00-15-98486), ИНТАС (97-0743) и “Университеты России”. Мы благодарны нашим многочисленным коллегам за плодотворные дискуссии, в ходе которых проходила работа над данной статьей, среди них особо отметим Е.Е. Милановского, В.Е. Хаина, М.-Ф. Бруне, С. Клутина, Р. Стефенсона, П. Циглера, А.С. Алексеева, Е.Ю. Барабошкина, В.Г. Казьмина, Л.Ф. Копаевич, Н.В. Короновского, Е.Е. Шнюкову, А.Ф. Лимонова, М.К. Иванова, А.Е. Шлезингера, В.И. Старостенко, А. Окая, И. Йилмаза, Дж. Стампфли, А. Робинсона, Ф. Градштейна.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М., 1993. 456 с.
2. *Аришинов В.В.* О вулканических туфах между Балаклавой и Севастополь—Ялтинским шоссе в Крыму // Ежегодн. по геол. и минерал. России. 1907—1908. Т. 9.
3. *Болотов С.Н.* Мезозойско-кайнозойская история Скифской платформы и количественные характеристики основных этапов развития по данным компьютерного моделирования: Автореф. канд. дис. М., 1996.
4. *Болотов С.Н.* Раннемеловой магматизм Скифской платформы и его связь с формированием Черноморской котловины // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма / Мат-лы XXXII тектонического совещ. Т. 1. М., 1999. С. 90—92.
5. *Борсук А.М., Борукаев Ч.Б.* О меловых габброидах Западного Кавказа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 8. С. 18—32.
6. *Бызова С.Л.* Существовало ли поднятие на месте Горного Крыма в раннем мелу? // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1981. Т. 56, вып. 1. С. 41—51.
7. *Вольвовский Б.С.* Сейсмичность // Стрoение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря / Под ред. В.В. Белоусова, В.С. Вольвовского. М., 1989. С. 95—97.
8. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. / Ред. О.А. Мазарович, В.С. Милеев. М., 1989. 167 с.
9. Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геология / Под ред. М.В. Муратова. М., 1969. 576 с.
10. Геофизические параметры литосферы южного сектора альпийского орогена / Под ред. В.И. Старостенко, Б.С. Вольвовского. Киев, 1996. 216 с.
11. *Ершов А.В.* Моделирование эволюции осадочных бассейнов и деформации литосферы на примере бассейнов Восточно-Европейской и Скифской платформ: Дис. канд. геол.-минерал. наук. М., 1997. 269 с.
12. *Жигунов А.С.* Нижнемеловые вулканогенные породы с южного участка крымского континентального склона // Океанология. 1983. Т. 23, вып. 1. С. 95—99.
13. *Иванов М.К.* Фокусированные углеводородные потоки на глубоководных окраинах континентов: Автореф. докт. дис. М., 1999. 74 с.
14. *Карякин Ю.В.* Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. М., 1989. 150 с.
15. *Корнев Г.П.* Армавирский вулканический комплекс // Фауна, стратиграфия и литология мезозойских и кайнозойских отложений Краснодарского края. Л., 1965. С. 382—410. (Тр. КФ ВНИИ, вып. 16).
16. *Короновский Н.В., Демина Л.И.* Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17—35.
17. *Короновский Н.В., Ломизе М.Г., Гуцин А.И.* и др. Главные события в тектонической эволюции Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1997. № 4. С. 5—12.
18. *Кортаев М.В.* Осадочные бассейны в обстановке сжатия моделирования фаз быстрого погружения: Дис. канд. геол.-минерал. наук. М., 196 с.
19. *Лебединский В.И., Добровольская Т.И.* Новые данные о нижнемеловом вулканизме в Горном Крыму // ДАН СССР. 1961. Т. 136, № 4.
20. *Лимонов А.Ф., Козлова Е.В., Мейснер Л.Б.* Структура верхней части осадочного чехла в прогибе Сорокина (Крымская континентальная окраина) и механизм формирования его складчатости // Геология и полезные ископаемые Черного моря / Под ред. Е.Ф. Шнюкова. Киев, 1999. С. 167—172.
21. *Ломизе М.Г.* Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. М., 1969. 220 с.
22. *Лордкипанидзе М.Б.* Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси, 1980. 162 с.
23. *Луцицкий В.И.* Петрография Крыма // Петрография СССР. Вып. 8. М., 1939.
24. *Маркус М.А., Шарафутдинов В.Ф.* Олигоценные олистостромы Восточного Кавказа в позднеальпийский тектогенез // Геотектоника. 1989. № 4. С. 87—98.
25. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М., 1968. 683 с.

26. Милановский Е.Е. Геология СССР. Ч. 3. М., 1991. 272 с.
27. Никишин А.М., Болотов С.Н., Барабошкин Е.Ю. и др. Мезозойскокайнозойская история и геодинамика Крымско-Кавказско-Черноморского региона // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1997. № 3. С. 6—16.
28. Никишин А.М., Ершов А.В., Брунэ М.Ф. Деламинация субдуцированного литосферного слэба и отрыв нижней части литосферы как одна из причин магматизма // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма / Мат-лы XXXII тектонического совещ. Т. 2. М., 1999. С. 43—46.
29. Никишин А.М., Коротаев М.В. История формирования Черноморской впадины // Общие вопросы тектоники. Тектоника России / Мат-лы XXXIII тектонического совещ. М., 2000. С. 360—363.
30. Расцветаев Л.М. Тектодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа / Под ред. Е.Е. Милановского, Н.В. Короновского. М., 1987. С. 69—95.
31. Слудский А.Ф. О происхождении валунов окрестностей г. Балаклавы // Изв. Крым. отд. Всесоюз. геогр. об-ва. 1953. Вып. 2.
32. Сократов Б.Г. Тектоника и перспективы нефтегазоносности южной части Центрального Предкавказья. Л., 1960. 127 с.
33. Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря / Под ред. В.В. Белоусова, Б.С. Вольвовского. М., 1989. 208 с.
34. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др. Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской впадины. М., 1985. 215 с.
35. Улановская Т.Е., Воронов А.Р. О позднемезозойском магматизме в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы со Скифской плитой и впадинами Черного, Азовского и Каспийского морей // Проблемы геологии, оценки и прогноза полезных ископаемых юга России: Тез. докл. зональной науч. конф., 2—3 февр. 1995 г. Новочеркасск, 1995. С. 36—38.
36. Чацкий В.П. О меловом вулканизме северо-западного шельфа Черного моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 9. С. 24—30.
37. Чернов В.Г. О составе верхнеюрских конгломератов горы Демерджи в Крыму // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1971. № 2. С. 18—28.
38. Чумаков И.С., Бызова С.Л., Ганзей С.С. Радиометрическая шкала позднего кайнозоя Восточного Паратетиса. М., 1992.
39. Чумаков И.С. Радиометрическая шкала для позднего кайнозоя Паратетиса // Природа. 1993. № 12. С. 68—75.
40. Шнюков Е.Ф., Шербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев., 1997. 288 с.
41. Banks C.J. Basins and thrustbelts of the Balkan coast and the Black Sea // Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas / Ed. A.G. Robinson. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. 68. 1997. P. 115—128.
42. Banks C.J., Robinson A.G. Mesozoic strike-slip back-arc basins of the Western Black Sea // Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas / Ed. A.G. Robinson. Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. 68. 1997. P. 53—62.
43. Barka A., Reilinger R., Active Tectonics of the eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data // ANNALI DI GEOFISICA. 1997. Vol. 40, N 3.
44. Bozkurt E., Satir M. Age of Alpine extensional shear zone in the Southern Menderes Massif and its tectonic significance, Western Turkey: a Rb-Sr geochronology / J. Conference Abstracts. EUG 10. 1999. Abstr. Vol. P. 34.
45. Brunet M.F., Spakman W., Ershov A.V., Nikishin A.M. Tomographic constraints on the geodynamics of the Caucasus-Caspian area. 2000, EGS—XXV, Nice; Abstracts of conference.
46. Burg J.P., Ricou L.E., Godfriaux I. et al. Syn-metamorphic nappe complex in the Rhodope Massif Structure and kinematics // Terra Nova. 1996. Vol. 8. P. 6—15.
47. Dercourt J., Ricou L.E., Vrielynck B. (eds.). Atlas Tethys, paleoenvironmental maps. Gauthier-Villars. Paris, 1993.
48. Dimitriadis S., Kondopoulou D., Atzemoglou A. Dextral rotation and tectonomagmatic evolution of the southern Rhodope and adjacent region (Greece) // Tectonophysics. 1998. Vol. 299. P. 159—173.
49. Dixon J.E., Robertson A.H.F. (eds.). The geological evolution of the Eastern Mediterranean // Geol. Soc. Spec. Publ. London, 1996. Vol. 17 (sec. ed.). P. 1—836.
50. Elmas A., Yigitbas E., Yilmaz Y. A collision-related Late Cretaceous-Early Eocene strike-slip fault zone, formed in the place of the present North Anatolian transform fault, Northcentral Turkey // J. Conference Abstracts. EUG 10. Abstr. Vol. 1999. P. 72.
51. Ershov A.V., Brunet M.-F., Nikishin A.M. et al. Evolution of the Eastern Fore-Caucasus basin during the Cenozoic collision: burial history and flexural modelling // S. Crasquin-Soleau, E. Barrier (eds.). Peri-Tethys Mem. 4: epicratonic basins of Peri-Tethyan platforms. Memoires du Museum national d'Histoire naturelle. 1998. Vol. 179. P. 111—130.
52. Ershov A.V., Brunet M.F., Korotaev M.V. et al. Late Cenozoic burial history and dynamics of Northern Caucasus molasse basin: implications for foreland basin modelling // Tectonophysics. 1999. Vol. 313. P. 219—241.
53. Finetti I., Bricchi G., Del Ben A. et al. Geophysical study of the Black Sea area // Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata. 1988. Vol. 30 (117—118). P. 197—324.
54. Gorur N. Timing of opening of the Black Sea basin // Tectonophysics. 1988. Vol. 147. P. 247—262.
55. Gorur N., Tuysuz Z.O., Aykol A. et al. Cretaceous red pelagic carbonates of northern Turkey: their place in the opening history of the Black Sea // Ecloga Geologica Helvetica. 1993. Vol. 86. P. 819—838.
56. Harbury N., Cohen M. Sedimentary history of the Late Jurassic-Paleogene of Northeast Bulgaria and the Bulgarian Sea // A.G. Robinson (ed.). Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas / Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. 68. 1997. P. 129—168.
57. Jones R.W., Simmons M.D. A review of the Stratigraphy of Eastern Paratethys (Oligocene-Holocene), with particular emphasis on the Black Sea // A.G. Robinson (ed.). Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas / Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. 68. 1997. P. 39—52.
58. Kaiho K., Saito S. Oceanic crust production and climate during the last 100 Myr // Terra Nova. 1994. Vol. 6. P. 376—384.

59. Krohe A., Evripides M., Nicole W. Early Oligocene extensional detachment system in the Rhodope domain (N. Greece): the role of compression and extension in the exhumation history of early Tertiary HP rocks // J. Conference Abstracts. EUG 10. Abstr. Vol. 1999. P. 31.
60. Nikishin A. M., Cloetingh S., Brunet M.-F. et al. Scythian Platform and Black Sea region: Mesozoic-Cenozoic tectonic and dynamics // S. Crasquin-Soleau, E. Barrier (eds.). Per-Tethys Mem 3: Stratigraphy and Evolution of Per-Tethyan Platforms, Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle. 1998. Vol. 177. P. 163–176.
61. Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Ustinova M.A. Santonian to Palaeocene tectonics of the East-European Craton and adjacent areas // Bull. L'Institut Royal Des Sciences Naturelles De Belgique, Sciences De La Terre. 1999. 69Sup. A. P. 147–159.
62. Nikishin A.M., Ziegler P.A., Panov D.I. et al. Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian Platform—Black Sea—Caucasus domain // Peri-Tethys. Mem. 6. Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins, Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle. 2000. (В печати).
63. Nikishin A.M., Seghedi A., Bolotov S.N., Stephenson R.A. Crimea and Dobrogea: comparison of the Mesozoic geological histories. 2000. (В печати).
64. Okay A. Relation of Paleo and Neo-Tethys in Anatolia // J. Conference Abstracts. EUG 10. 1999. Abstr. Vol. P. 315.
65. Okay A.I., Sengar A.M.C., Garur N. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions // Geol. 1994. Vol. 22. P. 267–270.
66. Okay A.I., Sahinturk O. Geology of the Eastern Pontides // A.G. Robinson (ed.). Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas / Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. 68. 1997. P. 291–311.
67. Okay A.I., Tuysuz O. Tethyan sutures of northern Turkey // The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen. (Ed. B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath and M. Seranne) / Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1999. Vol. 156. P. 182–213.
68. Ozgul L., Goncuoglu M.C., Yalynyz M.K. Geodynamics of the Neo-Tethyan HP/LT Kocuyaka Metamorphic Complex: a subducted continental margin in northern Central Taurides, Turkey // J. Conference Abstracts. EUG 10, Abstr. Vol. 409. 1999.
69. Reilinger R.E., McClusky S.C., Oral M.B. et al. Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia — Africa — Eurasia plate collision zone // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102, B5. P. 9983–9999.
70. Robertson A.H.F., Grasso M. Overview of the Late Tertiary-Recent tectonic and palaeo-environmental development of the Mediterranean region // Terra Nova. 1995. Vol. 7. P. 114–127.
71. Robinson A.G. (ed.). Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region // Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. 68. 1997. P. 1–385.
72. Robinson A.G., Banks C.J., Rutherford M.M., Hirst J.P.P. Stratigraphic and structural development of the Eastern Pontides, Turkey // J. Geol. Soc. London. 1995. Vol. 152. P. 861–872.
73. Robinson A.G., Rudat J.H., Banks C.J., & Wiles R.L.F. Petroleum geology of the Black Sea // Mar. Petrol. Geol. 1996. Vol. 13. P. 195–223.
74. Robinson A.G., Kerusov E. Stratigraphic and structural development of the Gulf of Odessa, Ukrainian Black Sea: implications for Petroleum Explorations // A.G. Robinson (ed.). Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas / Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. 68. 1997. P. 369–380.
75. Rojay B., & Altiner D. Middle Jurassic—Lower Cretaceous biostratigraphy in the Central Pontides (Turkey): remarks on paleogeography and tectonic evolution // Riv. Ital. Paleontol. Stratigrafia. 1998. Vol. 104. P. 167–180.
76. Seghedi A. The North Dobrogea Cimmerian orogenic belt (Romania): a review // Peri-Tethys. Mem. 6. Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins, Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle. 2000. (В печати).
77. Sinclair H.D., Juranov S.G., Georgiev G. et al. The Balkan thrust wedge and foreland basin of Eastern Bulgaria: structural and stratigraphic development // A.G. Robinson (ed.). Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas / Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. 68. 1997. P. 91–114.
78. Spadini G., Robinson A.G., Cloetingh S.A.P.L. Thermomechanical modelling of Black Sea basin formation, subsidence, and sedimentation // A.G. Robinson (ed.). Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas / Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. 68. 1997. P. 19–38.
79. Stampfli G.M., Mosar J., Favre P. et al. Late Palaeozoic to Mesozoic evolution of the Western Tethyan realm: the Neothethys — East Mediterranean basin connection // Peri-Tethys Mem. 6. Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins, Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle. 2000. (В печати).
80. Steckler M.S., Watts A.B. Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New-York // Earth and Planetary Sci. Lett. 1978. Vol. 41. P. 1–13.
81. Ustaomer T., Robertson A.H.F. Tectonic-sedimentary evolution of the North Tethyan margin in the Central Pontides of Northern Turkey // A.G. Robinson (ed.). Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas / Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. 68. 1997. P. 255–290.
82. Yanev Y., Bardintzeff J.M. Petrology, volcanology and metallogeny of Palaeogene collision-related volcanism of the Eastern Rhodopes (Bulgaria) // Terra Nova. 1997. Vol. 9. P. 1–8.
83. Yilmaz Y., Tuysuz O., Yigitbas E. et al. Geology and Tectonic evolution of the Pontides // A.G. Robinson (ed.). Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas / Am. Ass. Petrol. Geol. Mem. 68. 1997. P. 183–226.
84. Ziegler P.A. Geological Atlas of Western and Central Europe. 2nd ed., Shell Int. Petroleum Mij., Den Haag, distr. Geol. Soc. Publishing House, Bath. 1990.
85. Zonenshain L.P., Le Pichon X. Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins // Tectonophysics. 1986. Vol. 123. P. 181–211.

TECTONIC HISTORY OF BLACK SEA BASIN*A.M. Nikishin, M.V. Korotäev, S.N. Bolotov, A.V. Ershov*

The Black Sea Basin was originated as a back-arc basin during the Cretaceous. The continental rifting took place during the Aptian-Albian interval. The large-scale crustal thinning and separation were occurred since the Cenomanian mainly along a former Albian volcanic arc. Both the western and eastern Black Sea basins have been opened nearly simultaneously during Cenomanian-Coniacian. Since the Santonian and up to Paleocene the Black Sea region was affected by compressional deformations. Tensional event in the eastern part of the region took place during the Eocene with origin of the Adzharo-Trialety rift basin. Since the latest Eocene and up to recent the deepening of the basinal area has been induced by compressional deformations. The rapid Pliocene-Quaternary basin subsidence took place in connection with regional compression.