

УДК 551.24

Д.И. Панов, А.Н. Стафеев

РАННЕ- И СРЕДНЕЮРСКАЯ ИСТОРИЯ СКИФСКОЙ И ТУРАНСКОЙ ПЛИТ

Территория, рассмотренная в статье, охватывает предкавказскую часть Скифской плиты, включая Лабино-Малкинскую зону [12], и западную часть Туранской, примерно до меридиана Аральского моря. Попутно рассматривается территория Северного Кавказа от Пшекиш-Тырныаузской зоны до Главного надвига, отвечающая северному борту бассейна Большого Кавказа и надвинутая на зону Южного склона, которая соответствует осевой части и южному борту бассейна [16]. Территорию Копетдага мы рассматриваем также как северный борт бассейна — продолжение Большекавказского, осевая часть которого находилась южнее (Южный Копетдаг).

Наши построения основаны на анализе практически всех естественных разрезов ниже-среднеюрских отложений Северного Кавказа, детальное стратиграфическое расчленение которых надежно обосновано фауной аммонитов. Для закрытых районов Предкавказья использованы разрезы буровых скважин, довольно детально расчлененные по палинологическим данным, редким находкам фораминифер, а главное — по сопоставлению с разрезами Северного Кавказа [11, 14, 17, 18]. По Туранской плите и юго-востоку Прикаспийской впадины использованы разрезы свыше 200 скважин, опубликованные в [2, 3, 6, 8, 9, 13, 22]. Их стратиграфическое расчленение менее детальное (и менее надежное); оно сделано главным образом по палинологическим данным и лишь отчасти по сопоставлению со схемой Предкавказья и Северного Кавказа. Для ряда мест мы использовали также результаты анализа сейсмических профилей.

Для всей рассматриваемой территории в ранне- и среднеюрское время четко обособляются три этапа развития, различающиеся по палеогеографическим и геодинамическим особенностям. Это лейас-ааленский, байос-батский и ранне-среднекелловейский этапы.

Лейас и аален. В это время территория к северу от Измиро-Анкарской-Малокавказской офиолитовой зоны представляла собой часть северной Евразийской пассивной окраины океана Тетис [10, 15], на которую последовательно распространялись морские трансгрессии. В ходе дифференцированного прогибания этой окраины в ее пределах обособились линейные зоны интенсивного растяжения и погружения. Самая крупная из них заложилась в 200—300 км к северу от границы океан—континент в виде системы геосинклинальных бассейнов Горно-

го Крыма, Большого Кавказа, Копетдага — системы рифтогенных по природе прогибов на утоненной континентальной коре.

Формирование Большекавказского прогиба началось в синемюре-раннем плинсбахе. В это время его осевая часть представляла собой узкую глубоководную зону морского бассейна, где накапливались глинистые толщи, а на его широких бортах находились мелководные зоны накопления фациально изменчивых обломочных толщ. Ступенчатое (по разломам) погружение фундамента на бортах прогиба сопровождалось локальными проявлениями вулканической деятельности в виде излияния лав и накопления пирокластических образований среднего и кислого состава, что согласуется с первично рифтовой природой бассейна. Аналогичные образования формировались и на северном борту Горно-Крымского прогиба и, вероятно, на территории Копетдага. До конца аалена расширялся и углублялся Большекавказский бассейн. В его осевой части растяжение коры сопровождалось двумя фазами (в позднем плинсбахе и аалене) подводных излияний толеитовых базальтов и внедрений диабазовых даек и силлов. В осевой части лейасового Горно-Крымского прогиба (который заложился на месте предшествующего — поздне триасового) в это же время накапливались глубоководные флишевые толщи верхнетаврической свиты [15].

С возникновением прогибов Большого Кавказа, Горного Крыма и Копетдага к северу от них обособились Скифская и Туранская молодые платформы, территория которых в лейасе-аалене оставалась в основном приподнятой. Однако и здесь в условиях растяжения возник ряд грабенообразных рифтогенных прогибов, а местами и следующих за ними пострифтовых бассейнов погружения. Историю их возникновения и развития можно проследить начиная с позднего синемюра.

В позднем синемюре почти вся территория Скифской плиты являлась сушей и служила источником сноса материала в бассейны Горного Крыма и Большого Кавказа. Лишь небольшой участок в западной части Лабино-Малкинской зоны оказался захваченным морской трансгрессией из Большекавказского бассейна; там образовался крайне мелководный морской залив и накопилась маломощная пачка (до 130 м) терригенных отложений (рис. 1).

В западной части современной Туранской плиты в поздне синемюрское время возникли две системы узких грабенообразных, вероятно рифто-

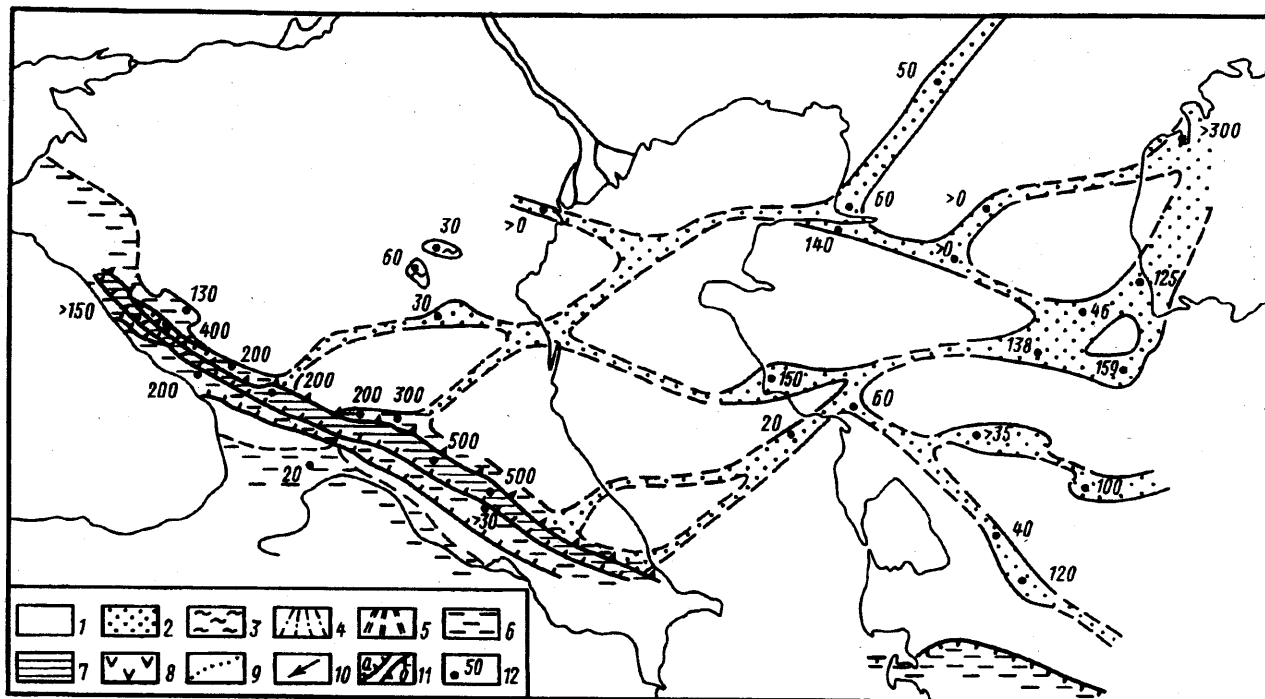


Рис. 1. Палеогеографическая схема Скифской и Туранской плит (поздний синеомюр): 1 — суша; 2–7 — фации и обстановки (2 — аллювиальные, 3 — аллювиально-озерные, 4 — речных дельт, 5 — дельт стокowych течений, 6 — мелководно-морские, 7 — морские глубоководные); 8 — вулканы основного и среднего состава; 9 — границы фаций; 10 — главные направления переноса терригенного материала; 11 — разрывные нарушения (а — конседиментационные сбросы, б — послебайюские надвиги); 12 — разрезы по обнажениям и скважинам и мощность отложений в метрах

генных, прогибов, заполнявшихся континентальными отложениями [9, 19, 22]. Среди них выделяются системы северо-восточного и северо-западного простирания. Первые являются как бы продолжением раннеюрских грабенов Тургайского прогиба и протягиваются под осевыми частями современных Самского, Косбулакского и Барсакельмесского прогибов Северного Устюрта [6, 7], а также вдоль восточного края Прикаспийской впадины [1]. Грабены северо-западного простирания расположены южнее; они примерно параллельны краю бассейнов океана Тетис и связаны с растяжением его северной пассивной окраины. Они обнаружены под осевыми частями Бейнеуского прогиба Северного Устюрта, Южно-Мангышлакско-Устюртской системы прогибов и Туаркырского прогиба. А.Н. Стафеев предполагает продолжение синеомюрских грабенообразных прогибов Туранской плиты через Северный и Средний Каспий в юго-восточную часть Предкавказья, а также и то, что они были проточными и имели связи с бассейном Большого Кавказа. (Эта точка зрения отражена на палеогеографической схеме — рис. 1.) Д.И. Панов считает, что грабены в позднем синеомюре формировались только на территории Туранской плиты и палеогеографически представляли собой изолированные узкие озерно-болотные бассейны, так как заполнены они песчано-алевритоглинистыми отложениями (50–150 м) с обилием растительных остатков при отсутствии типично вы-

раженных русловых фаций. Протяженных речных систем, пересекавших в это время и Туранскую и Скифскую плиты, видимо, еще не было.

В плинсбахе большая часть территории Скифской и Туранской плит продолжала оставаться приподнятой, однако площади осадконакопления на них значительно расширились (рис. 2) и вышли за их пределы на север. Здесь, на территории восточной части Прикаспийской синеклизы, начиная с плинсбаха, находится обширная плоская впадина изометричной формы. Она представляла собой аллювиальную равнину и заполнялась маломощными (15–50 м) песчаными отложениями русловой фации.

Вблизи южного края средней части Скифской плиты областью прогибания стала большая часть Лабино-Малкинской зоны, где образовался довольно широкий Ахметовский прогиб. В его западную часть, как и в синеомуре, распространялась морская трансгрессия и здесь развивался мелководный морской бассейн с накоплением относительно маломощных (до 310 м) песчано-глинистых отложений. Восточную часть Ахметовского прогиба занимала обширная Хумаринская дельта [18], сложенная песчано-глинистыми угленосными отложениями мощностью до 1000 м. Севернее обособилась еще одна — Восточно-Кубанская — впадина, заполнявшаяся аллювиально-озерными песчано-глинистыми отложениями (до 400 м).

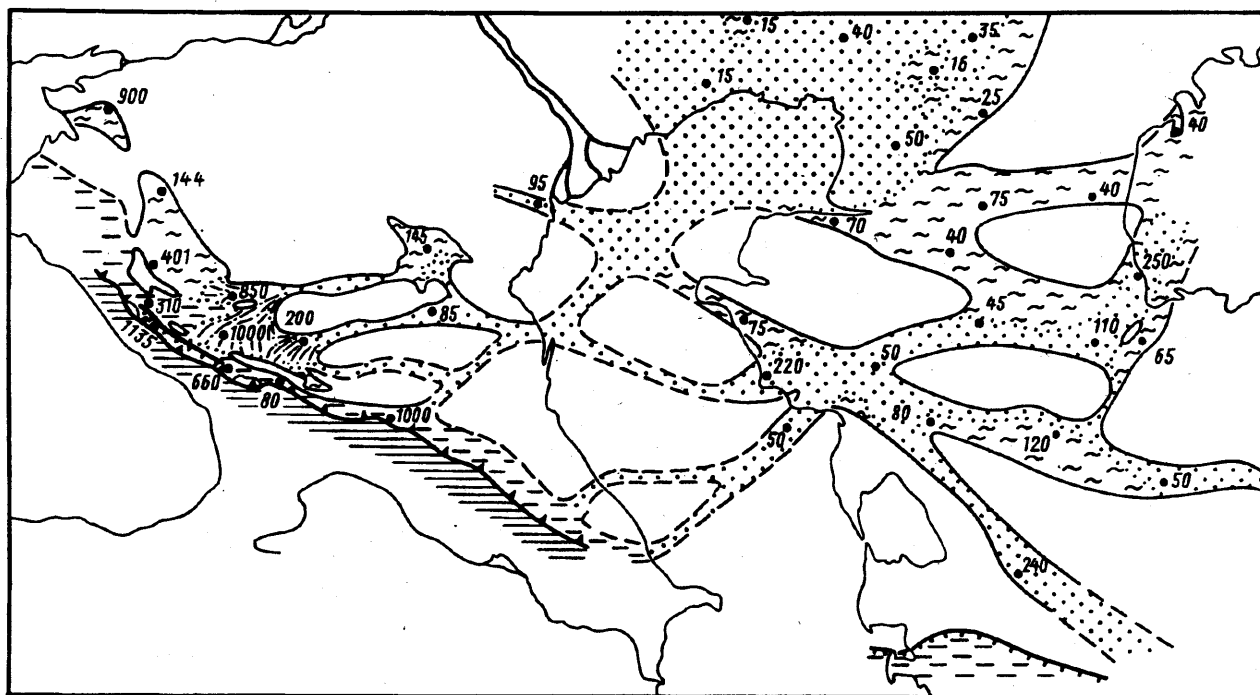


Рис. 2. Палеогеографическая схема Скифской и Туранской плит (ранний плинсбах). Условные обозначения см. рис. 1

На территории Туранской плиты происходило значительное расширение грабенообразных прогибов, возникших в позднем синемюре. При этом процесс образования рифтогенных прогибов распространялся к западу — на территорию Скифской плиты [18]. Здесь, в Центральном и Восточном Предкавказье возникла серия узких грабенообразных прогибов субширотного и восток-северо-восточного простирания, которые протягивались от аллювиальной равнины Прикаспийской впадины через Северный Каспий до Ахметовского и Восточно-Кубанского прогибов. В Северном Каспии от нее ответвлялся на запад-северо-запад Цубукско-Промысловский прогиб, выполнявшийся аллювиальными отложениями [20] мощностью до 95 м. Он расположен прямо на продолжении Южно-Мангышлакской системы прогибов, имеющих аналогичное простирание. Близкое простирание имеет и субизометричная озерная впадина в Восточно-Маньчской зоне. Грабены запад-северо-западного простирания обнаруживаются и в Западном Предкавказье, под осевой частью Ейского прогиба. Они менее крупные, и по имеющимся данным оконтурить каждый в отдельности затруднительно, поэтому на палеогеографической схеме (см. рис. 2) показана в целом площадь их распространения. Все перечисленные прогибы заполнены континентальными, часто угленосными терригенными отложениями. Во многих случаях среди них отмечены маломощные локально распространенные вулканогенные образования андезит-дацит-липаритового состава, связанные с расколами фундамента и подтверждающие рифтогенную природу прогибов.

В целом в заполнении прогибов на Туранской и Скифской плитах различаются две фации: аллювиально-озерная — слоистые песчано-алеврито-глинистые толщи с обилием растительных остатков, и аллювиальная речных проток — преимущественно песчаные толщи с текстурными признаками русловых отложений. Расположение их на площади (см. рис. 2) указывает на существование в плинсбахе двух крупных речных систем, прослеживаемых с северо-востока на юго-запад через территории Туранской и Скифской плит. Одна из них протягивалась от аллювиальной равнины Северного Прикаспия через Северный Каспий и, разбиваясь на серию проток, впадала в Ахметовский бассейн, образуя Хумаринскую дельту. Некоторые протоки впадали непосредственно в бассейн Большого Кавказа на его северном борту, поставляя материал для относительно мощных толщ синемюр-плинсбахских отложений (кистинская, садонская и другие свиты). Однако основную часть обломочного материала (с Казахстано-Кызылкумской суши) поставляла другая речная система, которая характеризуется наибольшими мощностями песчаных русловых отложений. Она протягивалась от района Аральского моря через Южный Мангышлак и Средний Каспий в Восточное Предкавказье, где сливалась с первой и играла значительную роль в формировании Хумаринской дельты.

В позднем плинсбахе—начале тоара территория Скифской плиты испытывала кратковременное поднятие, которое привело к заметной перестройке палеогеографических условий. Мелководно-морской бассейн сохранялся только в западной части Ахме-

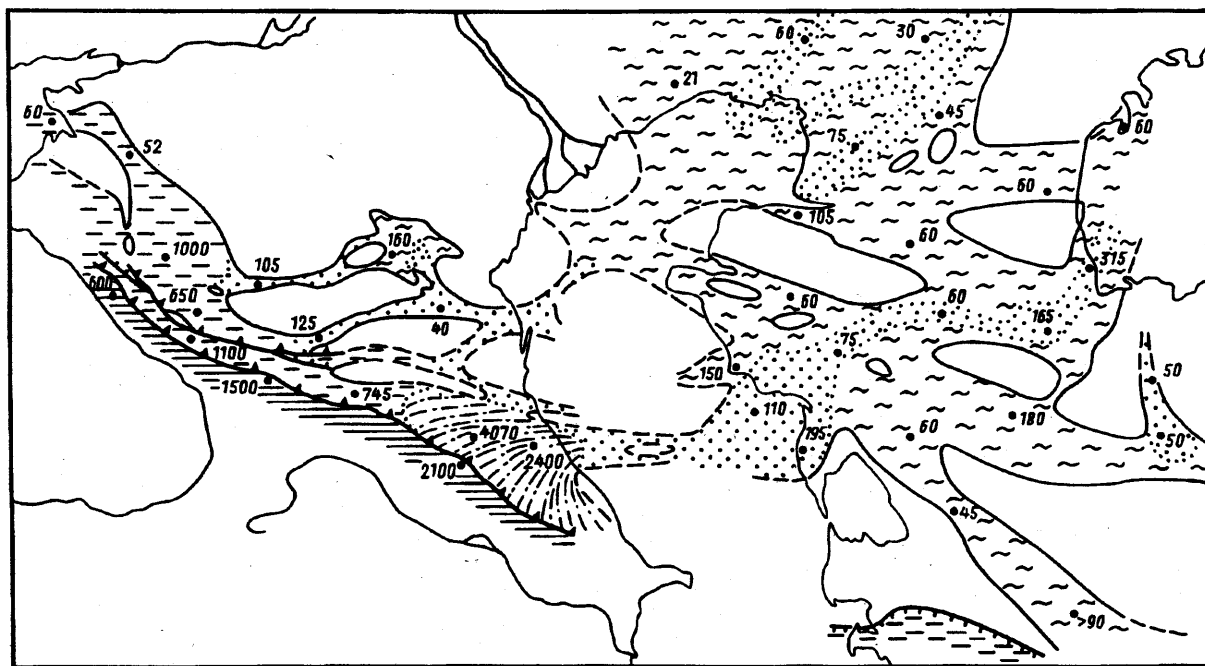


Рис. 3. Палеогеографическая схема Скифской и Туранской плит (тоар). Условные обозначения см. на рис. 1

товского прогиба и проникал в виде узкого залива в широтный Пшекиш-Тырныаузский грабенообразный прогиб, возникший именно в это время. Вся же остальная территория превратилась в размываемую сушу. Особенно значительное поднятие отмечается в восточной части Ахметовского прогиба, наиболее интенсивно прогибавшейся в раннем плинсбахе. Инверсия сопровождалась здесь внедрением субвулканических тел андезито-дацитов, а оживившиеся движения по разломам — наземными излияниями андезито-базальтов. Присутствие аналогичных андезитов в некоторых грабенообразных прогибах Восточного Предкавказья указывает на активизацию перемещений по разломам и здесь.

Во второй половине раннего тоара и в позднем тоаре одновременно с углублением и расширением геосинклинального бассейна Большого Кавказа морская трансгрессия захватывала значительные площади на юго-западной окраине Скифской плиты (рис. 3). На месте Ахметовского и Восточно-Кубанского прогибов, почти слившихся в связи с погружением разделявшего их ранее Фроловско-Черкесского поднятия, образовался широкий мелководно-морской бассейн, заполнявшийся преимущественно глинистыми отложениями (до 1000 м). От него к северо-западу отходил Ейский прогиб, который продолжался далее к западу в виде Северо-Крымского прогиба [15]. Ейский и Северо-Крымский прогибы, расположенные над плинсбахскими и позднетриасовыми грабенами, представляли собой плоские мелководно-морские бассейны, заполнявшиеся маломощными (до 100 м, редко больше) песчано-глинистыми отложениями. Их можно рассматривать как пострифтовые бассейны.

В Центральном и Восточном Предкавказье в тоаре продолжали развиваться грабенообразные прогибы восток-северо-восточного простирания, которые заполнялись глинисто-песчаными континентальными, реже (Пшекиш-Тырныаузский прогиб) мелководно-морскими отложениями. К прогибам, уже существовавшим в раннем плинсбахе, с позднего плинсбаха прибавляется новый, наиболее крупный Среднекаспийский грабенообразный прогиб широтного простирания [18]. По мнению А.Н. Стафеева и В.В. Юциса, основанному на анализе сейсмических профилей, Среднекаспийский прогиб возник еще в синемюре, а в тоаре лишь расширился за счет своего северного борта, испытывавшего погружение по разломам.

В западной части Туранской плиты в тоаре над существовавшими здесь с позднего синемюра рифтогенными грабенообразными прогибами на месте современных Самского, Косбулакского, Барсакельмесского, Южно-Мангышлакско-Устюртского прогибов и Туаркырского поднятия возникли плоские широкие впадины пострифтового погружения. Эти прогибы в структурном отношении были аналогичны Ейскому и Северо-Крымскому, но заполнялись континентальными песчано-глинистыми толщами.

В восточной части Прикаспийской синеклизы по-прежнему существовала плоская изометричная впадина, которая в тоаре заполнялась песчано-глинистыми отложениями малой мощности (20–75 м) и представляла собой подпруженную озерно-болотную низменность. Отдельные полосы песчаных русловых фаций “слепо” оканчиваются на юго-западе среди поля распространения озерно-болотных

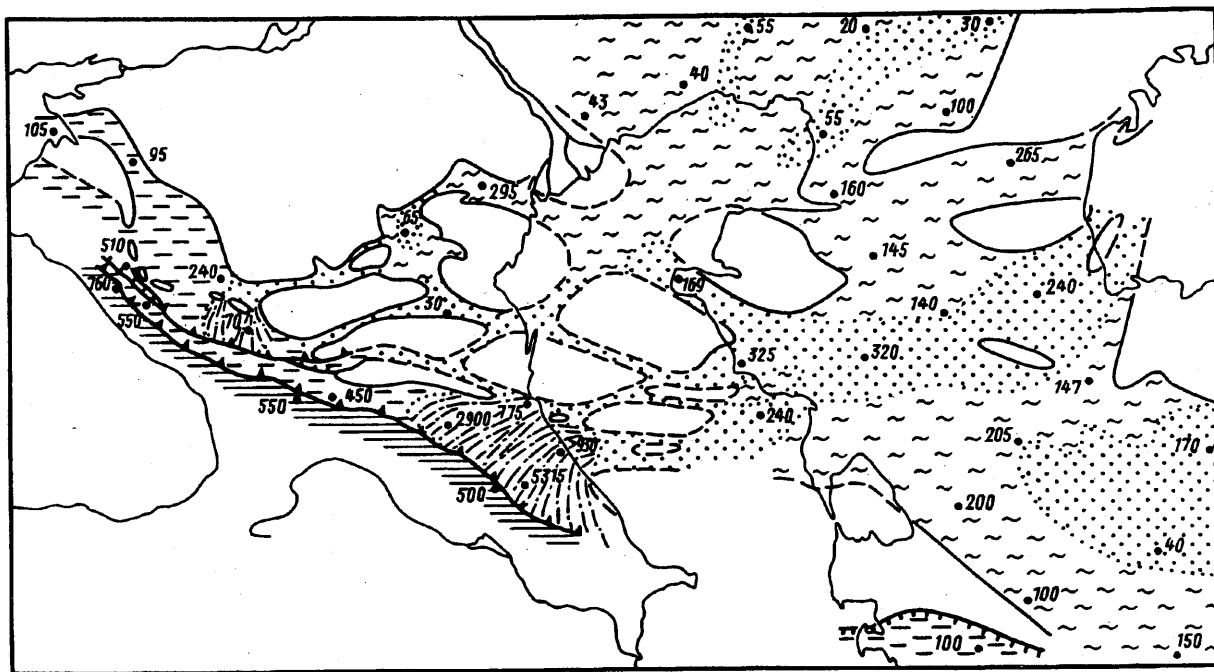


Рис. 4. Палеогеографическая схема Скифской и Туранской плит (аален). Условные обозначения см. на рис. 1

фаций. Это показывает, что через эту область транзит обломочного материала к юго-западу практически отсутствовал; поэтому понятен и глинистый характер тоарских отложений в Восточно-Кубанском, Ахметовском прогибах и на северном борту геосинклинального прогиба Западного Кавказа. Отмеченные выше поднятия, происходившие в конце плинсбаха—начале тоара в Лабино-Малкинской зоне, перекрыли пути поступления сюда обломочного материала с северо-востока, что привело к вырождению Хумаринской дельты.

Основным путем транспортирования обломочного материала в бассейн Большого Кавказа стала крупная речная система восток-северо-восточного протяжения, которая выделяется на Туранской плите в виде полосы песчаных русловых фаций относительно большой (60—315 м) мощности среди маломощных (20—60 м) аллювиально(пойменно)-озерных и болотных фаций. Эта речная система протягивалась из района Аральского моря через Барсакельмесский прогиб юго-восточного Устюрта, Южный Мангышлак и Среднекаспийский прогиб и достигала восточной части Большекавказского бассейна, на северном борту которого формировалась огромная Аварская дельта. Мощность тоарских песчано-глинистых авандельтовых отложений доходит здесь до 4000 м [4, 18].

В ааленском веке тектонический план Скифской и Туранской плит (рис. 4) существенно не менялся (по сравнению с тоаром). В юго-западной части Скифской плиты продолжали развиваться и достигали максимальной площади Северо-Крымский, Ейский, Восточно-Кубанский и Ахметовский прогибы, заполнявшиеся мелководно-морскими,

преимущественно глинистыми отложениями (до 240 м). Остальная часть территории плиты представляла собой низкую сушу. В Центральном и Восточном Предкавказье и Среднем Каспии в пределах этой суши продолжалось формирование системы тех же рифтогенных грабенообразных прогибов, что и в тоаре. На территории Туранской плиты происходило значительное расширение возникших в тоаре прогибов пострифтового погружения. Разделяющие их поднятия либо сокращались по площади (Северобузачинское, Актумсукское, Карабогазский свод), либо полностью перекрывались маломощными ааленскими отложениями. Все эти прогибы и впадина в восточной части Прикаспийской синеклизы заполнялись, как и в тоаре, исключительно континентальными отложениями.

Наибольшую площадь занимают среди них песчано-глинистые фации с растительными остатками, отвечающие аллювиально-озерным и болотным обстановкам. На их фоне еще более четко, чем в тоаре, выделяются и прослеживаются в восток-северо-восточном направлении полосы песчаных русловых фаций, указывающие на дальнейшее развитие крупных речных систем [17]. Самая северная из них протягивается в восточной части Прикаспийской синеклизы и, как и в тоаре, теряется в озерно-болотном бассейне Северного Каспия. Однако по мере перекомпенсации этого бассейна обломочный материал транспортировался далее — через Цубукско-Промысловский прогиб (до 295 м аллювиально-озерных отложений) в Прикумско-Маньчскую впадину, образуя здесь небольшую дельту стоковых течений. По мере заполнения и этой впадины материал перемещался через узкий прогиб на месте

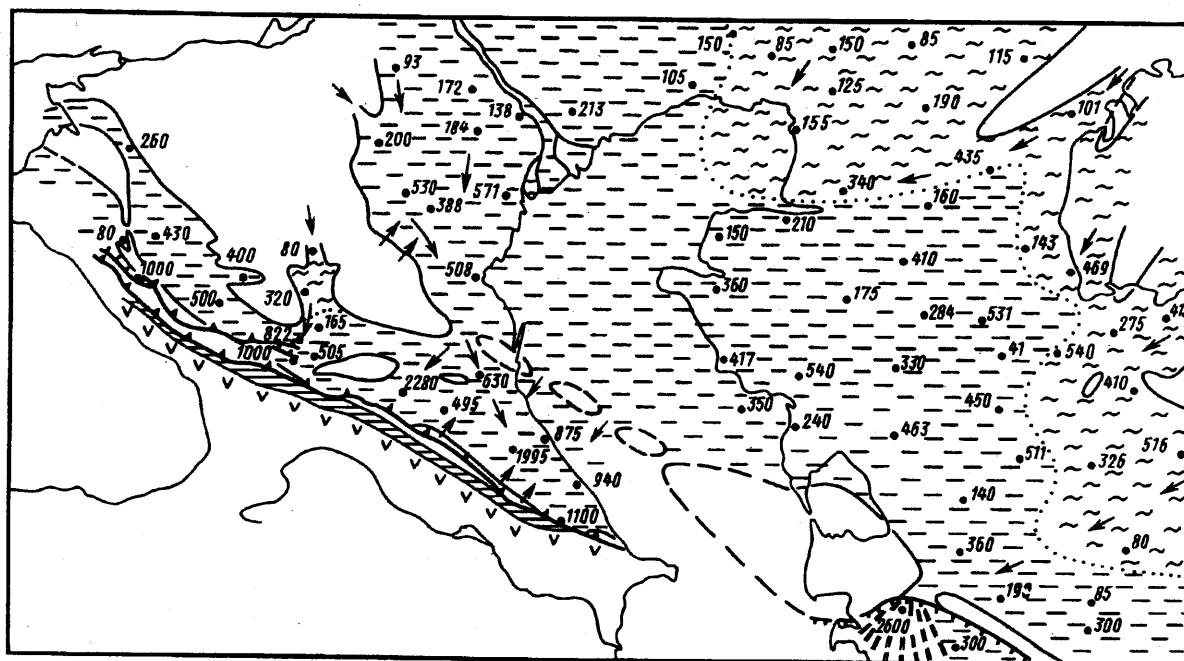


Рис. 5. Палеогеографическая схема Скифской и Туранской плит (байос). Условные обозначения см. на рис. 1

будущей Чернолесской впадины и сгружался на северном борту Ахметовского прогиба, формируя Кубано-Малкинскую дельту. Наибольшего развития достигла речная система, протягивавшаяся от Аральского моря через Среднекаспийский прогиб к северо-восточному борту бассейна Большого Кавказа, где Аварская дельта в аалене характеризуется максимальными площадью распространения и мощностью (3000—5000 м) слагающих ее отложений [4, 17, 21]. Третья область развития песчаных фаций — обширный маломощный (40—170 м) конус выноса на территории Центрально-Каракумского свода, — трассируется со стороны Кызылкумской суши; в районе Центральной Туркмении песчаные фации конуса выноса выклиниваются и замещаются озерно-болотными.

Во второй половине позднего аалена отмечено существенное изменение палеогеографической и палеотектонической обстановок на территории Скифской плиты. В Восточном Предкавказье возник обширный эпиконтинентальный опресненный морской бассейн [20], тем самым здесь прекратилось развитие грабенообразных прогибов и связанных с ними речных систем и закончилось формирование Аварской дельты. Опресненный бассейн Восточного Предкавказья отделялся от нормального морского бассейна Восточного Кавказа относительно узкой полосой суши северо-западного простирания. Эти бассейны сообщались между собой посредством узкого пролива [20], через который из эпиконтинентального бассейна, по мере его перекомпенсации, постоянными течениями выносилась большая масса обломочного материала, образуя на северном борту прогиба Восточного Кавказа крупную дельту стоко-

вых течений. Однако эти изменения отражают лишь первые фазы перестройки тектонического режима, кульминация которой имела место в начале байоса.

Байос и бат. С начала байоса вдоль северной — Понтийско-Крымско-Кавказской окраины бассейна Тетис началось формирование мощных вулканоплутонических поясов субдукционной природы, свойственных активным окраинам андского типа [10]. В результате Евразийская окраина оказалась в условиях регионального сжатия, что привело к замыканию развивавшихся на ней до этого (в условиях растяжения) лейас-ааленских прогибов [15].

В Горно-Крымском прогибе происходило надвигание отложений его северного борта на осевую часть и формирование чешуйчато-складчатой структуры киммерийского горного сооружения. В Большекавказском прогибе также происходило надвигание его северного борта на осевую часть. Нижнеюрские отложения южной части северного борта приобрели при этом чешуйчато-складчатую структуру и сформировали систему узких центральных поднятий, расчленившую единый до этого геосинклинальный прогиб на два: глубоководный флишевый прогиб Южного склона и относительно мелководный прогиб Северного склона (Балкаро-Осетино-Дагестанский). Интенсивное проявление предбайосской складчатости отмечено вдоль южной границы Скифской плиты в центральной и восточной частях Пшекиш-Тырныаузского грабенообразного прогиба, что привело к его полному замыканию. Прекратили существование и все более северные грабенообразные прогибы, еще сохранявшиеся на территории Скифской плиты к началу байоса. Поднятие, перерыв в осадконакоплении и заметная перестройка

структуры происходили в пределах Северо-Крымского, Ейского, Восточно-Кубанского, Ахметовского прогибов и бассейна Восточного Предкавказья.

Одновременно с ростом центральных поднятий в пределах Горного Крыма и Большого Кавказа с начала байоса развивался и другой процесс — распространение широкой морской трансгрессии к северу, на смежные области Скифской и Туранской плит (рис. 5). Обширный мелководно-морской бассейн формировался на значительной части Степного Крыма, в южных частях Западного и Центрального Предкавказья, практически на всей территории Восточного Предкавказья и западной части Туранской плиты, а также в западной части Прикаспийской синеклизы [2, 6, 20]. На всей этой территории накапливался однообразный чехол из преимущественно глинисто-алевритовых отложений (100—50 м), покрывающий и все поднятия, существовавшие здесь ранее. Вдоль восточного края этого эпиконтинентального бассейна протягивалась широкая полоса прибрежных заболоченных равнин, где отлагались глинисто-алевритовые, реже песчано-глинистые, с обилием растительных остатков и прослоями углей, аллювиально-озерно-болотные осадки той же мощности. Эта полоса охватывала восточную часть Прикаспийской синеклизы, территорию Приаралья и северо-восточной Туркмении, прилегая к обширной Урало-Казахстано-Кызылкумской суше.

Значительный по объемам привнос обломочного материала в эпиконтинентальный морской бассейн отмечается и на его северо-западном борту, где впадали реки (Палеоволга и Палеоманыч), стекавшие с Восточно-Европейской платформы [20]; в их устьях формировались песчаные дельтовые комплексы с мощностью байосских отложений до 500 м. В начале раннего байоса песчаный материал распространялся отсюда вдольбереговыми течениями (см. рис. 5) почти на всю территорию Восточного Предкавказья и проникал по проливам в область Восточного Кавказа. С этого времени, или даже с позднего аалена, установилась резкая смена питающих провинций для бассейна Восточного Кавказа.

Менее значительный участок накопления континентальных байос-батских отложений находился в Центральном Предкавказье. Здесь под позднеюрской пологой Чернолесской впадиной выявлен глубоко вдававшийся в сушу грабенообразный прогиб север-северо-западного простирания, выполненный толщей аллювиальных и лагунных глинисто-песчаных отложений с пачками вулканогенных пород. По аналогии с лейас-ааленскими грабенами эту структуру можно рассматривать как самый поздний рифтогенный прогиб, а перекрывающую его позднеюрскую Чернолесскую впадину — как еще один пример пострифтового бассейна на Скифской плите. Этот грабенообразный прогиб служил каналом стока терригенного материала, приносимого рекой с

Предкавказской суши. Против его устья, на северном борту Большекавказского бассейна (реки Баксан, Чегем, Черек) находился небольшой по площади подводный конус выноса с крупными линзовидными телами массивных песчаников, где общая мощность байосских образований достигает 1000 м.

На территории северного склона Восточного Кавказа (к северу от центральных поднятий) и Копетдага в байосско-батское время существовали относительно глубоководные морские бассейны, заполнявшиеся преимущественно глинисто-алевритовыми толщами. В основании нижнего байоса на Кавказе среди них выделяются пачки и крупные линзы массивных песчаников, связанные с размытом воздымавшихся в это время центральных поднятий.

От эпиконтинентального моря Скифской и Туранской плит геосинклинальный бассейн отделялся узкой полосой абсолютных и относительных поднятий. Во время подъема уровня моря поднятия почти полностью перекрывались морскими водами, трансгрессия распространялась далеко на север, а в геосинклинальном бассейне накапливались глинистые толщи небольшой мощности. При падении уровня моря в полосе поднятий возникала цепочка островов, разделенных узкими проливами, через которые стоковые течения выносили обломочный материал из эпиконтинентального бассейна в геосинклинальный и формировали подводные дельты стоковых течений.

С одним из таких проливов около Кизляра связана подводная дельта в районе Ассы-Аргуна, где мощность байосских отложений достигает 2280 м, а в разрезе отмечаются несомненные турбидиты. Еще одна дельта стоковых течений выявляется по распространению песчаных фаций верхнего байоса с турбидитами, следами постоянных течений и подводного оползания осадков в Центральном—Южном Дагестане. Эта дельта может быть связана с проливом между Махачкалой и Дербентом. И, наконец, самая крупная дельта стоковых течений фиксируется на территории Большого Балхана, где мощность отложений одного только верхнего байоса достигает 2600 м, а в разрезе, сложенном в основном глинистыми породами, присутствуют крупные линзы каналовых песчаников, конгломератов и осадочных брекчий, горизонты с олистолитами. В северном направлении отмечается погрубение материала и развитие подводно-оползневых образований. Эта дельта связана с Казанджикским проливом между Карабогазской сушей и Кызыларватским выступом Прикопетдагского краевого массива [6]. За пределами дельт мощность байосских отложений в геосинклинальных бассейнах не превышает обычно 500 м, изредка до 1000 м.

Охарактеризованная выше палеогеографическая и палеотектоническая обстановки сохранились до

середины батского века. Во второй половине бата на Северном Кавказе, а в Крыму в середине келловейя, вероятно, в связи с усилением субдукционного процесса на северной активной окраине океана Тетис наступила новая фаза сжатия и поднятий. В Горном Крыму и на Большом Кавказе байосско-батские отложения подверглись довольно значительной складчатости, а сами области испытали поднятие и установился повсеместный перерыв в осадконакоплении. Процессом складчатости оказались затронуты Пшекиш-Тырныаузская зона и южная часть Лабино-Малкинской зоны Скифской плиты, где келловейские отложения с угловым несогласием перекрывают образования байоса — нижнего бата. В областях Скифской и Туранской плит, более удаленных от их окраины, складчатость не проявилась, но поднятие и перерыв в осадконакоплении фиксируются повсеместно.

С келловейского века наступил новый этап в развитии рассматриваемой территории, в течение которого получили дальнейшее развитие тенденции, наметившиеся в байосе-бате. Келловейское и позднеюрское время характеризуется все более широким распространением плитного чехла на Скифской и Туранской платформах.

Заключение. В истории формирования чехла Скифской и Туранской плит четко выделяются две стадии. Первая, начавшаяся в синемюре, характеризовалась заложением рифтогенных грабенообразных прогибов в пределах Скифской и Туранской молодых платформ с одновременным оформлением их южных границ вдоль северных бортов формирующихся геосинклинальных прогибов Горного Крыма, Большого Кавказа и Копетдага. В тоаре-аалене над грабенообразными прогибами возникали и все более расширялись плоские впадины пострифтового погружения.

Вторая стадия началась в байосско-батское время; она характеризуется обширными погружениями и площадным распространением чехла на широких пространствах Скифской и Туранской

плит. Наличие двух стадий формирования чехла Туранской плиты, его двухъярусное строение впервые отмечены Р.Г. Гарецким [5]. Структурным аналогом отложений нижнего яруса ее чехла он считал рифейские отложения авлакогенов на древних платформах. Полученные с тех пор новые данные позволяют уточнить и дополнить эти представления.

Обе стадии по характеру (но не по длительности) напоминают соответственно авлакогенную и плитную стадии развития древних платформ. Переход от первой ко второй стадии на Скифской и Туранской молодых платформах совпадает по времени (и, видимо, причинно связан) со сменой пассивного режима развития Евразийской окраины океана Тетис на активный. Однако этот переход произошел на них не вполне одновременно. На Туранской плите прогибы пострифтового погружения в тоаре и аалене были столь велики по площади, что их можно рассматривать уже как элементы плитного чехла (вторая стадия). В Восточном Предкавказье плитная стадия началась во второй половине позднего аалена. Наличие в Центральном Предкавказье грабенообразного прогиба с наземными вулканами байоса под Чернолесской впадиной, выполненной верхнеюрскими отложениями, показывает, что здесь процесс перехода от первой (рифтовой и пострифтовой) ко второй (плитной) стадии запаздывал и на рубеже средней-поздней юры происходил еще только переход к пострифтовому погружению.

В целом каждой из стадий развития Скифской и Туранской плит свойственна своя палеогеографическая обстановка и соответственно различные пути и способы транспортирования обломочного материала в геосинклинальные бассейны Крыма, Кавказа и Копетдага. Это обусловило особенности распространения фаций и мощностей, в частности, формирование очень мощных дельтовых конусов выноса на Восточном Кавказе и Большом Балхане.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеева В.И.* Стратиграфия и палинология юрских отложений востока Прикаспийской впадины // Сов. геология. 1983. № 5. С. 63—83.
2. *Баранова З.Е., Киричкова А.И.* Структурно-фациальное районирование и стратиграфия нижне-среднеюрских отложений Прикаспийской впадины // Сов. геология. 1990. № 6. С. 57—67.
3. *Баранова З.Е., Киричкова А.И., Зауер В.В.* Стратиграфия и флора юрских отложений востока Прикаспийской впадины // Тр. ВНИГРИ. Вып. 332. Л., 1975.
4. *Гаврилов Ю.О.* Нижне- и среднеюрский дельтовый осадочный комплекс Северо-Восточного Кавказа // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 4. С. 77—104; № 5. С. 86—98.
5. *Гарецкий Р.Г.* Тектоника Туранской плиты // Международн. геол. конгресс. 22 сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 4. М., 1964. С. 226—238.
6. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 6. Кн. 3. Осадочный чехол Средней Азии и Южного Казахстана. М., 1992.
7. *Гринберг И.Г.* История геологического развития Устюрта // Тр. ВНИГРИ. Вып. 337. Л., 1973. С. 7—13.
8. *Демчук Л.В., Кочарьянц С.Б.* Корреляция юрских отложений Прикаспийской впадины // Тр. ВНИГРИ. Вып. 109. М., 1971. С. 80—134.
9. *Крылов Н.А., Мальцева А.К.* Юрские отложения запада Средней Азии и их нефтегазоносность. М., 1967.

10. Ломизе М.Г., Панов Д.И. Основные этапы тектономагматического развития // Юра Кавказа. Тр. Межведомств. стратиграф. комитета. Т. 22. СПб., 1992. С. 158—164.

11. Мезозойско-кайнозойские комплексы Предкавказья / Под ред. А.И. Летавина. М., 1988.

12. Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М., 1963.

13. Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений западных районов Средней Азии / Под ред. Н.В. Безносова и др. М., 1970.

14. Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. / Под ред. Н.В. Безносова и др. М., 1973.

15. Панов Д.И. К вопросу о геологической истории Крыма в триасовое и юрское время // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1997. № 3. С. 43—49.

16. Панов Д.И. Структурно-фациальное районирование Большого Кавказа на раннеальпийской стадии его развития (ранняя и средняя юра) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63, вып. 1. С. 13—24.

17. Панов Д.И., Стафеев А.Н., Юцис В.В. Ааленский этап развития Северного Кавказа и Предкавказья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74, вып. 1. С. 3—13.

18. Панов Д.И., Стафеев А.Н., Юцис В.В. Раннеюрский этап развития Северного Кавказа и Предкавказья // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71, вып. 6. С. 3—14.

19. Радюшкина Т.Т., Тарасова Л.О. Отложения рэтлейаса Восточного Устюрта // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53, вып. 5. С. 147—153.

20. Стафеев А.Н., Смирнова С.Б., Гуцин А.И. и др. Ландшафтные обстановки и история формирования среднеюрских отложений Восточного Предкавказья // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1993. № 1. С. 26—37.

21. Фролов В.Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований (на примере юрских отложений Дагестана). М., 1965.

22. Юра Юга СССР / Под ред. В.А. Бененсона. М., 1983.

Поступила в редакцию
18.02.99

УДК 551.24 (571.645 + 577.66)

Н.Н. Короновский

ГЕОМЕТРИЯ КУРИЛО-КАМЧАТСКОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ

Активная континентальная окраина северо-западной части Тихого океана в пределах Камчатки и Курильской островной дуги характеризуется прекрасно выраженной сейсмофокальной зоной, достигающей местами глубины 650 км. Эта зона, как и глубоководный желоб, а также активный известково-щелочной вулканизм обусловлены субдукцией Тихоокеанской плиты под континентальную Азиатскую плиту. В статье на основании анализа землетрясений по каталогу PDE-64-92 рассмотрены геометрия и морфология погружающейся океанической плиты, кроме того, привлечены все имеющиеся данные для этого региона по сейсмической томографии и частично по вулканизму.

Фактический материал. Вкрест простирания активной континентальной окраины построено 16 профилей, начиная от м. Камчатского на севере и кончая о. Кунашир на юге. Ширина полосы, захватываемой профилем, составляет 1°, т.е. примерно 70 км (рис. 1). Каталог PDE составлен для землетрясений 1964—1992 годов. Если ширину профиля увеличить до нескольких градусов, то картина в принципе не меняется.

На профиле 1 в районе м. Камчатского сейсмофокальная зона отсутствует, так как в этом месте к 14 ВМУ, № 2, геология

п-ву Камчатка причленяется Алеутская дуга и наблюдается система правосторонних сдвигов. На профиле 2, проведенном через м. Краноцкий, сейсмофокальная зона хотя и присутствует до глубины 186 км, но выражена она нечетко и ее средняя, плохо выраженная линия относительно полого (рис. 2). Профиль 3, расположенный севернее п. Жупано-

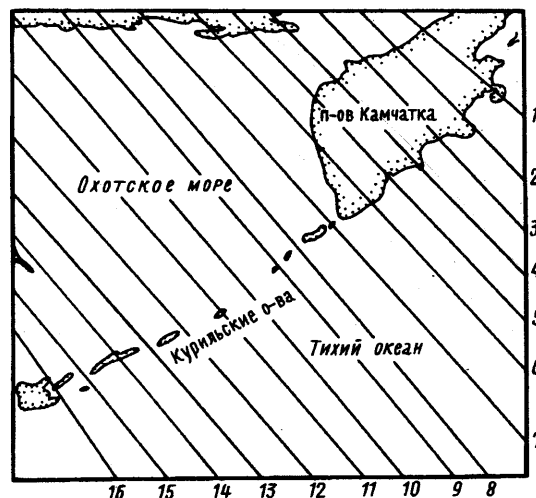


Рис. 1. Положение профилей (1—16) в Курило-Камчатской зоне