

странение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7. № 6. С. 14—19.

40. *Шуркин К.А., Робонен В.И., Гаскельберг В.Г.* и др. Сводная корреляционная схема Карело-Кольского региона // Рабочие мат-лы II Всесоюз. совещ. "Общие вопросы расчленения докембрия СССР". Уфа, 1990.

41. *Юдович Я.Э., Макарихин В.В., Медведев П.В.* и др. Изотопные аномалии углерода в карбонатах карельского комплекса // Геохимия. 1990. № 7. С. 972—978.

42. *Balashov Ju.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P.* Isotope data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and Northern Karelia, northeastern Baltic Shield // Precambrian Res. 1993. Vol. 64. P. 197—205.

43. *Galdobina L.P., Melezhik V.A.* Stratigraphy of the Ludicovian in the eastern part of the Baltic Shield // Early Proterozoic of the Baltic Shield / Ed. V.A. Sokolov, K.I. Heiskanen. Petrozavodsk, 1986. P. 226—235.

44. Geology of the Kola Peninsula (Baltic Shield) / Ed. F.P. Mitrofanov. Apatity, 1995.

45. *Hanski E.J., Huhma H., Smolkin V.F.* et al. The age of the ferropicritic volcanics and comagmatic Ni-bearing intru-

sions at Pechenga, Kola Peninsula, USSR // Bull. Geol. Soc. Finl. 1990. Vol. 62, Pt. 2. P. 123—133.

46. *Karhu J.A.* Paleoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield // Geol. Surv. Finland. 1993. Bull. 371.

47. *Melezhik V.A., Fallick A.E.* A widespread positive $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ anomaly at around 2,33—2,06 Ga on the Fennoscandian Shield: a paradox? // Terra Research. 1996. Vol. 8. P. 141—157.

48. *Melezhik V., Fallick A., Medvedev P.* et al. Carbonate rocks of Karelia: geochemistry and carbon-oxygen isotope systematics in the Jatulian stratotype and potential for magnetite deposits. Rapport nr.: 96.086 // Norg. Geol. Unders. 1996.

49. *Melezhik V.A., Sturt B.A.* General geology and evolutionary history of the early Proterozoic Polmak — Pasvik — Pechenga — Imandra/Varzuga — Ust'Ponoy Greenstone Belt in the northeastern Baltic Shield // Earth Science Rev. 1994. Vol. 36. P. 205—241.

50. *Tikhomirova M., Makarikhin V.V.* Possible reasons for the $\delta^{13}\text{C}$ anomaly of Lower Proterozoic sedimentary carbonates // Terra Nova. 1993. Vol. 5, N 3. P. 244—248.

Поступила в редакцию
16.06.99

УДК 551.793:561.258:551.35

И.С. Чумаков

К ПРОБЛЕМЕ НИЖНЕГО ПОНТА (НОВОРОССИЙСКИЙ ПОДЪЯРУС) ЭВКСИНО-КАСПИЯ

В сложно построенном понтическом регионе Эвксино-Каспия нижний понт занимает особое место, он отмечает ряд важных геологических событий, происшедших здесь в конце миоцена. Новые данные о времени, причинах и характере этих событий требуют существенной корректировки устоявшихся представлений по ряду позиций: 1) геохронология нижнего понта и его корреляция со средиземноморской (глобальной) ярусной шкалой; 2) причины и характер нижнепонтической трансгрессии; 3) соленость нижнепонтических бассейнов этого времени и некоторые особенности распространения во времени и пространстве солоноватоводной макрофауны и морской микрофлоры; 4) стратиграфический объем нижнепонтического подъяруса; 5) роль эвстатического фактора в реконструкциях геологических событий в бассейнах понтического типа.

Нижний (новороссийский) подъярус понта подразделен на нижние — евпаторийские и верхние — одесские слои (или горизонты). Определение радио-

метрического возраста новороссийского подъяруса проведено нами в [21, 22] трековым методом по ^{238}U из вулканического стекла пепловых прослоев, выявленных в понтических отложениях Азербайджана. Здесь из-за отсутствия четких признаков евпаторийских слоев новоросий не имеет более дробного деления, хотя и рассматривается как совокупность одесских и евпаторийских слоев [4]. Заметим, что новороссийский подъярус является единственным общим для Евксина и Каспия подъярусом понта, что позволяет нам распространить полученные радиометрические даты на все области развития нижнепонтических отложений.

По нашим данным, граница мэотис/понт проходит на уровне 7,0 Ма, в то время как граница тортон/мессиний радиометрически определена датой 7,12 Ма [27]. С учетом возможных погрешностей датирования (\pm) эти границы можно рассматривать как одновозрастные. Верхняя граница нижнего понта имеет значение в 6,5—6,4 Ма, что соответст-

№	Хроны	1			2						
		ПОЛЯРНОСТИ ЭПОХИ									
5	C3n			Г И Л Ь Б Е Р Т	П Л И О Ц Е Н	З А Н К Л И Й	Т Р У Б И				
	C3r										
6	C3An			5	М Е С С И Н И Й	д о з в а п о р и т о в ы й (Т Р И П О Л И)	П О Н Т				
	C3Ar										
7	C3Bn			7	М И О Ц Е Н	В Е Р Х Н И Й Т О Р Т О Н	М Э О Т И С				
	C3Br										
8	C4n										
				7	М И О Ц Е Н	В Е Р Х Н И Й Т О Р Т О Н	М Э О Т И С				
								6	М Е С С И Н И Й	д о з в а п о р и т о в ы й (Т Р И П О Л И)	П О Н Т

Стратиграфическая схема: 1 — Ма, хроны, полярности, эпохи, по Бергтрону и др. [27]; 2 — стратиграфия и геохронология верхнего неогена Эвксина, по И.С. Чумакову и др. [21] с уточнениями

увет середине нижнего (дозвапоритового) мессиния, общая продолжительность которого составляет 1,3 Ма при положении верхней границы на уровне 5,8 Ма, что весьма близко к нашей датировке верхней границы среднего понта в 5,7—5,6 Ма¹. Таким образом, вместе взятые нижний и средний понт Эвксина отвечают всему дозвапоритовому мессинию Средиземноморья, а продолжительность собственно новороссия составляет 0,6—0,7 Ма (рисунок). Здесь же заметим, что продолжительность эвапоритового (среднего) мессиния оценивается различными исследователями в пределах от 0,35 до 0,48 Ма.

Итак, понтический ярус имеет явно миоценовый возраст, однако многие авторы статей и схем продолжают относить его к нижнему плиоцену. Эта стойкая “традиция” берет свое начало от работ Г. Абиha. Как отмечает Г.П. Леонов, “... по аналогии с Венским бассейном, следуя Зюссу, нижнюю морскую часть разреза Г. Абиha отнес к миоцену, а верхнюю, солоноватоводную — к плиоцену” [9, с. 194]. Таким образом, весь понт, как и большая часть мэотиса, без каких-либо веских оснований

был отнесен к плиоцену. Только значительно позже схема Абиha была “подправлена” с проведением границы миоцен/плиоцен на уровне границы мэотис/понт. Естественно, что при таких представлениях о границе миоценовой и плиоценовой эпох объективная корреляция с глобальной шкалой неогена и геологическими событиями в Средиземноморье невозможна (рисунок).

Палеомагнитные исследования понтического яруса существенно запутали проблему возраста и продолжительности как всего яруса, так и его стратиграфических подразделений. Так, М.А. Певзнер в [14] пришел к выводу о чрезвычайно “коротком” понте (всего 0,6—0,7 Ма) и отнес этот ярус к 6-й и 7-й палеомагнитным эпохам. Ошибка этого исследователя заключается в том, что он в своих построениях не учел средний понт (портафер). В исследованном им более чем 100-метровом разрезе понта на мысе Железный Рог (Тамань) этот подъярус практически отсутствует. Горизонт размыва, отвечающий этому подъярусу, представлен здесь ракушечным детритом мощностью 0,3—0,4 м, в то время как в полных разрезах понта на долю портафера приходится обычно до 30—35% всей мощности понтической толщи. По нашим данным, портафер в Северном Причерноморье соответствует в палеомагнитной шкале 5-й палеомагнитной эпохе продолжительностью 0,67 Ма. Отсутствие именно этой эпохи с двумя эпизодами нормальной полярности привело М.А. Певзнера к сбою в расчетах и выводу об обратной полярности почти всего разреза понта. По В.М. Трубиxину в [5, с. 71], мэотис отвечает 5-й и 6-й эпохам, а понт с азовским горизонтом — в основном нижней части эпохи Гильберт по эпизод Твера включительно, т.е. интервал в целом коррелируется с мессинием. Следуя шкале Бергтрона и др. [27] и нашим датировкам [21, 22], продолжительность всего указанного В.М. Трубиxиним интервала составляет 4,2 Ма (9,3—5,1 Ма). Таким образом, предложенная В.М. Трубиxиним корреляция с мессинием абсолютно несостоятельна, поскольку продолжительность мессиния (как и понта) всего 1,8 Ма. Приведенные данные показывают, что сделанные указанными выше авторами построения не могут быть использованы ни для определения возрастных границ понтического яруса и его подъярусов, ни для решения корреляционных проблем.

Начиная с работы Н.И. Андрусова [2] все ведущие исследователи неогена Восточного Паратетиса, отмечая обширную нижнепонтическую трансгрессию, указывали при этом на замкнутый характер бассейна, а саму трансгрессию объясняли увлажнением в обширном водосборе. Действительно, грани-

¹ В данном случае автор с некоторой условностью допускает одновозрастность среднего понта Эвксина и Каспия, исходя из частичной общности малакофауны в этих двух подъярусах и вероятной прерывистости связи этих двух бассейнов. В верхнем понте такая связь полностью исключается.

цы раннепонтического моря, особенно в низменных областях, вышли далеко за пределы границ мезотического бассейна, достигнув в Закаспии Устюрта (вблизи берегов Аральского моря) и захватив обширную область Эгеиды.

Однако нахождение в отложениях новороссии фоссилий морских моллюсков и нанопланктона потребовало пересмотреть сложившиеся представления о замкнутом характере бассейнов этого времени (Эвксинского, Каспийского и Эгейского).

Так, Л.А. Невеская и др. [13, с. 150] пришли к следующему выводу: "... раннепонтический бассейн нельзя считать вполне замкнутым, так как этому противоречит широкое распространение в нем несомненно морского вида *Parvivenus widhalmi*, а также находки в районе, наиболее близком к возможному проливу в Средиземном море, представителей рода *Maetra*". Цитируемые авторы в итоге приходят к заключению, что раннепонтический бассейн мог иметь очень затруднительную связь со Средиземным морем в районе Греции и Западной Турции (там же). В связи с этим заключением определенно укажем, что геологическое строение южного обрамления Эгейского моря выявляет группу широких проливов, обеспечивавших в конце миоцена и начале плиоцена свободное сообщение Эгейского бассейна со Средиземным морем [20, 29], это полностью исключает раннепонтическую трансгрессию за счет увлажнения в водосборе Эвксино-Каспия. В то же время рассматриваемая трансгрессия является четко установленным фактом, следовательно, ее причины следует искать только в эвстатике Средиземного моря в предэвапоритовом мессинии. В Средиземном море начало мессиния отмечено обширной трансгрессией, во время которой уровень моря поднимался на 150 м [30]². Несомненно, что такая трансгрессия должна была распространиться не только на Эгеиду, но и на весь Эвксино-Каспий. Проливы, соединявшие в раннепонтическое время Эгейское море и Эвксинский бассейн, в десятки раз превышали размеры "щелей" современных Дарданелл и Босфора [26], не говоря уже о широчайшем проливе, соединявшем Эвксин и Каспий.

В северо-западном секторе Эвксина, а также на Мангышлаке и Устюрте в результате тектонических движений отдельных блоков создалась иллюзия двух трансгрессий — евпаторийской и одесской. Разделяющий в некоторых районах евпаторийские и одесские слои горизонт размыва обязан только кратковременному в условиях мелководья уходу морских вод из приподнятых блоков. За пределами таких блоков какие-либо признаки регрессии отсутствуют. В свете сказанного нам представляется явно ошибочным приращение А.В. Чекуновым и др. [18] статуса региональной регрессии упомянутому событию.

И все же проблема евпаторийских слоев остается нерешенной.

Присутствие характерных для этих слоев оолитовых известняков отмечалось как в самых верхних слоях мезотиса [6], непосредственно под евпаторийскими слоями, так и в одесских слоях [15, 17]. Так что же это — стратиграфическая единица или фашия? В данном случае мы соглашаемся с Г.Ф. Челидзе [19], который первым заявил об отсутствии оснований для выделения евпаторийских слоев в качестве стратиграфического подразделения.

Постоянное присутствие в этих слоях смешанной — пресноводной и морской — фауны моллюсков — указывает на формирование оолитовых известняков в зоне смешивания пресных и соленых морских вод. В целом же распространение евпаторийских слоев весьма спорадично, их мощность в большинстве разрезов не превышает 2—3 м, а стратиграфические признаки вследствие большой схожести видового состава моллюсков с таковыми в одесских слоях весьма нечеткие.

В представлении абсолютного большинства малакологов явно превалируют суждения о весьма малой солености раннепонтического бассейна. По Л.Ш. Давиташвили [6], воды новороссийского озера-моря отличались чрезвычайно пониженной соленостью, на что указывает присутствие очень мелких форм пресноводного происхождения. В.П. Колесников в [8] отмечает обеднение видового состава моллюсков в новороссии из-за низкой солености моря и суровых климатических условий. Б.Г. Векилов в [4] указывает для каспийской части нижнего понта малочисленный состав и малорослость моллюсков, объясняя это явление воздействием опресненных вод на малакофауну.

Несколько отличные от приведенных выше суждения высказывает А.Г. Эберзин [24], отмечая, что солоноватоводная среда бассейна была относительно максимально соленой, при этом указывается на максимум солености не выше 17—20‰. Именно такая соленость характерна сегодня для верхнего (до 200 м) слоя воды в Черном море вне зоны шельфа, где значительная часть всей биоты имеет средиземноморское происхождение. Заметим, что такая соленость обеспечивается относительно мало-мощным нижним (средиземноморским) течением в "щели" Босфора, которое практически сводится к минимуму в весенние месяцы, будучи "задавлено" верхним — черноморским течением, особенно в периоды сгонных ветров северных румбов. И тем не менее даже такой небольшой поток проходящих через Босфор средиземноморских вод обеспечивает в Черном море соленость в 18—20‰, а также присутствие до 20 видов нанопланктона, живущего в верхней толще воды. Заметим, что лишь 4—

² Допускаем, что приведенная величина существенно завышена из-за неучтенного влияния тектонического фактора.

5 видов из них сохраняются в виде фоссилий в поверхностном слое осадков.

Естественно допустить, что в раннепонтическое время при несравнимо большей ширине проливов, соединявших Эгейский и Эвксинский бассейны, соленость последнего была значительно выше современной и составляла не менее 30‰, соответственно и выводам палеонтологов о причинах малорослости и ограниченного видового состава следует противопоставить высокую соленость собственно раннепонтического моря и относительно высокую соленость в ряде районов шельфа, т.е. в области обитания основной массы малакофауны. По поводу приведенных выше высказываний Б.Г. Векилова заметим, что на фоне в целом малорослой малакофауны близкими к полноразмерным в Каспийском бассейне оставались морские *Parvivenus widhalmi*, даже в удаленной его части — вблизи от берегов Аральского моря. Естественно, что при очень низкой солености этот вид здесь просто не мог существовать. Наиболее вероятно, что солоноватоводная фауна находилась в неблагоприятных для себя условиях не из-за опреснения бассейна, а из-за его высокой солености.

Современный шельф Черного моря выявляет широкий спектр солености — от нескольких промилле вблизи устьев рек и в лиманах до 15—18‰ в районах отсутствия крупных водотоков или у внешнего края шельфа. В данном случае для оценки палеосолености как раннепонтического, так и бассейнов другого возраста, очень важно определение места отбора ископаемой фауны моллюсков. Но в любом случае, полученные значения солености характеризуют только шельф, причем в основном его внутренний край, но не соленость собственно моря. Практически же во всех публикациях представления о солености, полученные по малакофауне на внутреннем краю шельфа, распространяются на всю акваторию, но авторы не имеют данных о характере биоты открытого моря, и прежде всего его микромира, хотя именно эта часть биоты наиболее объективно характеризует палеобассейн.

Даже немногочисленные пока еще данные по известковому планктону раннепонтического моря позволяют предположить, что соленость этого бассейна была значительно более высокой, чем это допускал А.Г. Эберзин, — до 30‰.

В основном все опубликованные списки видов нанопланктона не содержат полноценных зональных комплексов, что не позволяет использовать их для корреляции³. В то же время присутствие комплексов нанофлоры однозначно указывает на наличие широкой связи Эвксино-Каспия с Мировым океаном через Средиземное море и на соленость понтического моря.

К настоящему времени на акватории Черного моря глубоководные понтические карбонатные глины подняты только из двух точек на континентальном склоне вблизи Севастополя с глубин, превышающих 1000 м [23]. Идентифицированные по характерному комплексу остракод, эти глины содержат фоссилии бентосных фораминифер, а также планктонных форм: *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides obliqua extremus*, *Fissurina sp.* В свете этих находок представляется еще более странным отсутствие ископаемых остатков этих групп микрофауны в отнесенных к понту отложениях, которые вскрыты в Черном море глубоководными скважинами, и стратифицированных по диатомеям А.П. Жузе и В.В. Мухиной [7] в составе слоя XII.

Указанные авторы исходят из представления о том, что понтическое море представляло собой замкнутый, сильно опресненный солоноватоводный бассейн (5—7‰), они отмечают, однако, что в начальной стадии понтического бассейна сохранялась относительно высокая соленость. Предложенная цитируемыми авторами стратификация вскрытого скважинами разреза остается весьма условной, тем более что в опубликованной ими двумя годами ранее [27] стратификации тех же скважин понт указан в более глубоких слоях. Небезынтересно, что никто из исследователей, изучавших керн этих скважин, не использовал естественные разрезы наиболее глубоководных отложений верхнего миоцена и нижнего плиоцена, обнажающихся на берегах Таманского полуострова. В немногочисленных кратких сообщениях по диатомовым неогена Тамани отсутствуют привязки к конкретным разрезам, что делает невозможным их использование для стратиграфических и палеогидрологических построений. Заметим, что наиболее полные разрезы понта в этом районе Эвксина, мощность которых превышает 100 м, не изучались на предмет содержания известкового планктона, фораминифер и остракод. Наличие же здесь в разрезе понта серии слоев диатомитов как в новороссии, так и в босфоре делает эти разрезы весьма важными объектами для изучения диатомовых понтического века.

Выскажем соображения о причинах миграции малакофауны в Эвксино-Каспий. Так, высокая соленость раннепонтического Эвксино-Каспия без всяких тектонических причин (предполагается поднятие района Железных Ворот и др.) делала невозможной проникновение пресно- и солоноватоводной малакофауны Паннонского бассейна в чуждую ей среду близкого к полносолному раннепонтического моря. Моллюски Дакийского бассейна, занимавшего промежуточную позицию между Панноном и Эвксином, также не могли выйти в последний по той же причине. Л.А. Невеская и др. в [13] указы-

³ Проблемам понтического нанопланктона посвящена статья Л.А. Головиной и М.Н. Щербаковой (в печати).

вают, что в раннепонтическое время только двум паннонским формам удалось пройти в Эвксин и Каспий — *Paradacna abihii* и *Congeria digitifera*. Вся остальная фауна новороссии указывает на ее эгейское или средиземноморское происхождение — при полном отсутствии эндемиков в начале трансгрессии (евпаторийские слои) и их ограниченном количестве (7—8%) в одесских слоях.

Начавшаяся в конце новороссийского времени регрессия привела к уходу соленых средиземноморских вод из Эвксино-Каспия и их замещению солоноватыми водами. Именно этот момент отмечен разобщением Эвксина и Каспия, осушением огромных пространств в Северном Причерноморье, а также внедрением паннонской и дакийской малакофауны в Эвксин, в уже не чуждый ей по солености бассейн. Этот же процесс расселения привел к вымиранию в Эвксине более 60% раннепонтических видов моллюсков [13], которые не могли приспособиться к новой для них солоноватоводной среде.

Именно с этого времени получают определенный смысл широко используемые в литературе термины “фауна каспийского типа” и “бассейны каспийского типа”, имеется в виду соленость современного Каспия, где и в настоящее время проживает ряд понтических солоноватоводных форм моллюсков.

Итак, раннепонтический бассейн прошел полный эвстатический цикл: трансгрессия — регрессия. Последняя отмечена формированием на ограниченных площадях Северного Причерноморья маломощного слоя (от 0,3 до 1 м) ракушечного детрита с фауной солоноватоводных, пресноводных и наземных моллюсков. По существу, этот слой нужно рассматривать как горизонт размыва, разделяющий нижний и верхний понт⁴. Описываемый как портаферский подъярус или как слой с *Congeria subrhomboidea*, этот горизонт без каких-либо оснований часто включают в состав босфорского подъяруса (верхний понт) в качестве его нижних слоев, хотя нелогично начинать босфор с регрессивных фаций. А.Г. Эберзин [25] совершенно определенно указывает на положение слоев (горизонта) с *C. subrhomboidea* в верхней части новороссийского подъяруса. Что касается самого термина “портафер”, то подъярус с таким названием, выделенный в Западном Паратетисе в районе Железных Ворот, характеризует геологические условия, резко отличные от наблюдаемых в Керченско-Таманском регионе. Представляется, что правильнее назвать эти слои вслед за Г.Ф. Челидзе [19] еникальскими — по названию палеопротолива, соединявшего на месте современной Тамани Эвксинский бассейн с Кубанской впадиной. Таким образом, до проведения дополнительного изучения евпаторийских слоев, стратиграфическое значение которых остается для нас сомнительным, мы предлагаем рассматривать новороссийский подъярус в составе трех слоев: евпаторийских, одесских и еникальских, общий стратиграфический объем которых соответствует доэвапоритовому (нижнему) мессинию в средиземноморской шкале.

Помимо попыток решения перечисленных проблем нижнего понта, мы в этой статье хотели привлечь внимание исследователей Паратетиса к эвстатическому фактору с позиций связи внутренних бассейнов рассматриваемого времени с Мировым океаном. Это тем более необходимо, что во всех геологических реконструкциях на отдельных этапах истории Эвксино-Каспия все изменения в жизни бассейнов объяснялись тектоникой. Наиболее четко такая позиция была сформулирована А.Д. Архангельским и Н.М. Страховым [3, с. 94]: “Колебания солености и вся остальная жизнь моря зависят в конечном итоге от тектонических причин”. М.В. Муратов в [12, с. 19], рассматривая причины изменений режима Эвксина в плиоцене и квартере, также полагал, что эти явления, вероятно, вызваны не изменениями уровня Мирового океана, а поднятиями или опусканиями области Причерноморья вместе с Русской платформой или другими движениями земной коры. Можно привести немало сходных высказываний, в которых исключается возможное влияние эвстатики Мирового океана на ход геологических и гидрологических процессов в Эвксине и других бассейнах.

В работах А.В. Чекунова и др. [18] и Ю.Г. Моргунова и др. [10] трансгрессии и регрессии в Причерноморье связываются с движениями крупных и малых блоков земной коры, но опять-таки без учета эвстатики, поскольку авторы исходят из отсутствия связей понтического бассейна с Мировым океаном. Не отрицая влияния тектоники на общие контуры бассейна, на его глубины и особенности осадконакопления, имея при этом в виду воздымание альпийских сооружений и опускание земной коры во впадинах (не говоря уже о происходящих на фоне движений подвижках блоков того или иного знака), отметим все же, что без учета эвстатики Мирового океана любая реконструкция жизни бассейна остается неполной, если не искаженной⁵.

Выводы. 1. Нижний понт в составе двух слоев (горизонтов), имея нижнюю границу в 7,0 Ма, одновозрастную границе тортон/мессиний, и про-

4 Н.И. Андрусов [1, с. 649], наблюдавший этот, как он пишет, “прослой” на Керченском п-ове и на Тамани, делает следующее заключение: “Мы должны, таким образом, допустить внезапное обмеление моря на указанном пространстве, скоро, впрочем, уступившее место прежним условиям отложения”.

5 Н.М. Страхов в [16] и др., как и многие авторы, не учитывают того факта, что всякое ощутимое эвстатическое падение уровня моря вызывает в речной сети водосбора бассейна тот же эффект, что и воздымание области водосбора, т.е. углубление долин и их многочисленных притоков, а в конечном итоге — усиление процесса осадкообразования в бассейне.

должительность в 0,6 Ма, в целом коррелируется с нижней половиной доэвапоритового мессиния.

2. Раннепонтическая трансгрессия целиком обязана раннемессинской трансгрессии в Средиземном море, а при наличии свободной связи последнего с Эгейским бассейном, она распространилась на весь Эвксино-Каспий.

3. Соленость бассейнов раннепонтического времени определяется внедрением в Эвксино-Каспий средиземноморских вод и близка к 30‰ в открытом море, изменяясь в широких пределах в зоне шельфа — месте обитания абсолютно большей части малакофауны. Широкие проливы, соединявшие раннепонтические бассейны, позволили планктону свободно проникать в них из Средиземного моря, при этом в одном бассейне существовали как солоноватоводная, так и морская биоты.

4. Нижнепонтический подъярус включает полный цикл: трансгрессия — регрессия, в связи с чем

представляется необходимым отнести глубоко регрессивный в Северном Причерноморье портаферский подъярус к нижнему понту в ранге еникальских слоев. Регрессия конца раннепонтического времени отмечена уходом из Эвксина средиземноморских вод, это событие положило начало широкому внедрению паннонской и дакийской солоноватоводных фаун в Эвксин, а также части эвксинской фауны в обратном направлении и к вымиранию большей части раннепонтической фауны моллюсков.

5. Исследования нижнепонтического подъяруса выявляют исключительную роль эвстатического фактора в жизни внутренних бассейнов, что проявляется в свободной связи с Мировым океаном. Неучет этого фактора существенно искажает геологические реконструкции и объяснения тех или иных деталей поведения макро- и микрофауны и микрофлоры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андрусов Н.И. Геологические исследования на Таманском полуострове // Избр. тр. Т. 1. М., 1961. С. 593—667.
2. Андрусов Н.И. Понтический ярус // Избр. тр. Т. 2. М., 1963. С. 299—332.
3. Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическая история Черного моря // Бюл. МОИП. Отд. геол., Т. 10. Вып. 1. С. 3—104.
4. Векилов Б.К. Понтический ярус Восточного Азербайджана // Баку, 1962.
5. Гурарий Г.З., Кудашева И.А., Трубихин В.М. и др. Возраст нахорской и ширакской свит Центральной и Восточной Грузии и проблема границы миоцена и плиоцена (палеомагнетизм и стратиграфия) // Стратиграфия и геологическая корреляция. 1995. Т. 3, № 2. С. 62—72.
6. Давиташвили Л.Ш. К истории и экологии моллюсковой фауны морских бассейнов нижнего плиоцена (мэотис — нижний понт) // Проблемы палеонтологии. 1937. Вып. 2/3. С. 565—583.
7. Жузе А.П., Мухина В.В. Стратиграфия верхнекайнозойских отложений по диатомеям // Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. М., 1980. С. 52—72.
8. Колесников В.П. Нижний плиоцен: понтический ярус // Стратиграфия СССР. Т. 12. Неоген. М.; Л., 1940. С. 377—406.
9. Леонов Г.П. Основы стратиграфии. Т. 2. М., 1974.
10. Моргунов Ю.Г., Калинин В.А., Калинин В.В. и др. Тектоника и история развития северо-западного шельфа Черного моря. М., 1981.
11. Мороз С.А., Пронин К.К. Новые данные по био-стратиграфии лектостратотипа понтического яруса Причерноморья // Вестн. Киевск. ин-та геологии. 1985. № 6. С. 10—15.
12. Муратов М.В. История Черноморского бассейна в связи с развитием окружающих его областей // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1951. Т. XXIV(1). С. 7—34.
13. Невеская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др. История неогеновых моллюсков Паратетиса. М., 1986.
14. Певзнер М.А. Палеомагнетизм миоплиоцена Таманского полуострова // Тез. докл. съезда "Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма". М., 1976. С. 73.
15. Рубанов И.В., Чистяков П.А., Шиниязов Д.П. Геологическое строение Приаралья // Геология Аральского моря. Ташкент, 1987. С. 55—113.
16. Страхов Н.М. Осадки крупных внутриконтинентальных водоемов СССР и процессы их образования // Избр. тр. М., 1993. С. 31—68.
17. Хонджариан С.О., Чельцов Ю.Г., Клейнер Ю.М. Мангышлак, Устюрт и Северное Приаралье. Плиоцен. Понт // Стратиграфия СССР. Неогеновая система. П./т. 1. М., 1986. С. 369—370.
18. Чекунов А.В., Веселов А.А., Гилькман А.И. Геологическое строение и история развития Причерноморского прогиба. Киев, 1976.
19. Челидзе Г.Ф. Морской понт Грузии. Тбилиси, 1972.
20. Чумаков И.С., Нубарян Ю.А. О распространении соленосных отложений мессинского яруса в Эгейском море // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235. № 6. С. 1383—1385.
21. Чумаков И.С., Бызова С.Л., Ганзей С.С. Геохронология и корреляция позднего кайнозоя Паратетиса. М., 1992.
22. Чумаков И.С. Радиометрическая шкала для позднего кайнозоя Паратетиса // Природа. 1993, № 12. С. 68—75.
23. Шнюков Я.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев, 1997.

24. Эберзин А.Г. Взаимоотношения плиоценовых фаун пластинчатожаберных моллюсков Эвксина и Каспия // Докл. АН СССР. 1955. Т. 103, № 2. С. 309—312.

25. Эберзин А.Г. Понтический ярус (понт). Стратиграфический словарь СССР. М., 1956. С. 760—761.

26. Archambault-Guezou J. Etude de Dreissenidae du Néogène européen et revue stratigraphique des niveaux correspondants de la Paratéthys. // Trav. de laboratoire de paléontologie. Univers. de Paris. Faculte des sci. d'Orsay. Novembre, 1976. P. 359.

27. Berggren W.A., Kent D.V., Swisher C.C. et al. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy // SEPM (Society for Sedimentary Geology). Special publication. 1955. N 54. P. 129—212.

28. Jouse A.P., Mukhina V.V. Diatom units and the paleogeography of the Black Sea in the Late Cenozoic (DSDP, Leg 42B) // Init. Rep. DSDP. 1978. Vol. 42. pt. 2. P. 903—950.

29. Roql F., Bernor R.L., Dermitzakis M.D. et al. On the Pontian Correlation in the Aegean (Aegina Island) // Newsl. Stratigr. (Berlin—Stuttgart), 1991. N 24 (3). P. 137—158.

30. Saint-Martin J.P., Cornee J.J., Ruuchy J.M. et al. Contrôles glaux et locaux dans l'édification d'une plateforme carbonatée messinienne (bossin de Melilla, Maroc): appart de la stratigraphie séquentielle et de l'analyse tectonique // C. R. Acad. Sci. Paris. 1991. Serie II. T. 312. N 13. P. 1573—1579.

Поступила в редакцию
05.10.99

УДК 551.248:551.263.036 (510)

В.Т. Фролов

ПРИЗНАКИ ДЕСТРУКЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ВОСТОЧНОМ КИТАЕ (ДЕСТРУКТИВНО-ТРАНСГРЕССИВНАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ)

Китайский сектор тихоокеанской окраины Азии — важный и своеобразный участок зоны перехода континента к океану. Его геодинамическую эволюцию можно понять лишь на фоне развития всей этой окраинной зоны. На Земле нет другой такой тектонической активной зоны, общая протяженность которой свыше 15 тыс. км при ширине от 600 км (сектор юга о. Хоккайдо) до 3 тыс. км и более (секторы Филиппин и Тонга). Эту зону можно рассматривать как гигантскую современную геосинклиналь, точнее, эвгеосинклиналь, ибо она обладает всеми необходимыми признаками, установленными по завершившим свое развитие геосинклинальным зонам: большими градиентами высот, батиметрии, теплового потока, скоростей седиментации, лавинным осадконакоплением в ряде зон, активным вулканизмом “океанического” и “островодужного” типов и общей линейностью, а также химически разнообразным — от ультрамафитового до гранитоидного — интрузивным и протрузивным магматизмом и метаморфизмом разных стадий и минералогией.

Одна из типичных для протяженных геосинклинальных зон особенностей — ее очевидная “очковатость”, подобная “раздувам” и “перезимакам” в Альпийском поясе, отмеченным Е.Е. Милановским и Н.В. Короновским в 1973 г. Здесь в качестве “очков” выступают окраинные моря: Берингово, Охотское, Японское, Желтое, Восточно-Китайское,

Филиппинское, Южно-Китайское, Сулу, Сулавеси, Банда, Новогвинейское, Соломоново, Коралловое, Фиджийское, Тасманово и другие более мелкие [11]. Их форма субизометричная, овальная, а чаще сильновыпуклая линзовидная и ромбовидная [9, 14], длинные оси “овалов” и “линз” параллельны общему простиранию переходной зоны, т.е. меридиональны или субмеридиональны, а на севере — ось Берингова моря — широтная. В приэкваториальном секторе, особенно между 20° с. и ю. широты, окраинные моря сменяют одно другое не только по простиранию переходной зоны, но и вкост нее, и ширина зоны увеличивается до 4 тыс. км, а между экватором и 10° с.ш. восточная граница зоны становится неопределенной из-за глубокого “трансгрессивного” проникновения на запад уже практически океанических структур (Западное и Восточное Каролинские моря), и за условную границу можно принять Каролинские о-ва и меридиональный подводный вал Капингамаранги. Это увеличивает ширину зоны до 5 тыс. км, а если за восточную границу переходной зоны принять Маршалловы о-ва и о-ва Тувалу, естественно продолжающие на север постконтинентальную структурную зону Новая Зеландия — Кермадек — Тонга, она достигнет 6,5 тыс. км.

Окраинные моря отделяются от океана цепочками островов (и их подводными продолжениями, т.е. хребтами), в плане обычно дугообразными. Их четкая выпуклость к востоку (а у Алеутской дуги — к