

ГЕОЛОГИЯ

УДК 551.763.2/781.3:529:553.078(470.4)

С.О. ЗОРИНА, Н.И. АФАНАСЬЕВА

О ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКОМ СООТНОШЕНИИ ПОГРАНИЧНЫХ СТРАТОНОВ
ВЕРХНЕГО МЕЛА И ПАЛЕОЦЕНА В СРЕДНЕМ И НИЖНЕМ ПОВОЛЖЬЕ

Сопоставлены результаты нанозонального расчленения маастрихта—танета, выполненного разными авторами за последние несколько лет, с данными в новой шкале (Шкала геологического времени 2004, A Geologic time scale 2004). Определена длительность формирования литостратонов, представляющих минерагенический интерес. Обоснована асинхронность нижних границ палеоценовых свит Среднего и Нижнего Поволжья. Проведен секвенс-стратиграфический анализ: выделены маастрихтская, даний-зеландская и танетская секвенции. Реконструирован характер эвстатических колебаний на территории Среднего и Нижнего Поволжья в маастрихте—танете.

В настоящее время Международной комиссией по стратиграфии (МКС) разработана шкала геологического времени [13], важнейшим отличием которой от предшествующих вариантов общей стратиграфической шкалы (ОСШ) является изменение статуса нижних границ ярусов. Впервые введен событийный подход к проведению ярусных границ в осадочных бассейнах, что должно обеспечить их максимальную изохронность. Установление руководящего корреляционного события для идентификации границы в частных разрезах — наиболее важный элемент новой шкалы для ее применения в геологической практике [8]. Авторы приводят результаты хроностратиграфического сопоставления пограничных разрезов верхнего мела и палеоцена Среднего и Нижнего Поволжья (рис. 1) с данными шкалы геологического времени [13].

Расчленение разрезов верхнего мела Среднего—Нижнего Поволжья, проведенное на основе нанопланктонной шкалы Perch—Nielsen [15], показало, что маастрихтский ярус здесь представлен в основном нередуцированной последовательностью нанопланктонных зон (рис. 2). Так, в пограничном верхнемеловом-палеоценовом разрезе у с. Белогродня (Саратовская область) В.А. Мусатовым и Н.А. Христенко [4] терминальные слои маастрихта соотнесены с нанозонами CC25—CC26 шкалы Perch—Nielsen. М.Н. Овечкина [9], выполнившая расчленение верхнемеловых отложений Саратовского Поволжья по известковому нанопланктону, также выделяет в маастрихтских слоях терминальные зоны: в разрезе Ключи 1 — CC26, в разрезе Ключи 2 — CC25a, b и CC26 (при выпадении из

разреза подзоны CC25c). В исследованиях при геолого-съемочных работах масштаба 1:50 000 в Радищевском районе Ульяновской области в 1992 г. показано наличие поверхности твердого дна, соответствующей подзоне CC25c. Это свидетельствует о кратковременном падении уровня моря в подфазу CC25c на фоне общего эвстатического максимума в позднем маастрихте (рис. 2).

Рубеж мела и палеогена зафиксирован МКС — 65,5 млн. лет назад [13]. Мощные толщи кремнистых пород накапливались в Среднем и Нижнем Поволжье в датском—танетском веках в течение почти 10 млн. лет.

Проблема зонального расчленения фациальных разновидностей палеоцена, отнесения их к тем или иным интервалам ОСШ актуальна на протяжении многих лет. Вопрос о наличии датских осадков на рассматриваемой территории активно дискутируется и однозначно не решен до сих пор. Выделение в палеоценовых слоях нанозон, увязанных с ОСШ, позволяет датировать разные фации, а после разности фаций по соответствующим интервалам обновленной ОСШ [13] картина хроностратиграфического взаимоотношения становится яснее (рис. 2).

Согласно шкале геологического времени [13], к данию отнесены нанопланктонные зоны NP1 — нижняя часть зоны NP4 шкалы Martini [14], к зеландию — верхняя часть зоны NP4 — нижняя часть зоны NP6, к танету — верхняя часть зоны NP6 — зона NP9. Однако в МКС обсуждается вопрос о смещении даний-зеландской границы в основание зоны NP5, т. е. предполагается омоложение грани-



Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов месторождений палеоценовых диатомитов и опок Среднего и Нижнего Поволжья

цы примерно на 1 млн. лет. Независимо от того, на каком уровне будет окончательно утверждена граница дания-зеландия, сейчас можно предположить, что диатомиты нижнесызранской свиты в Поволжье имеют датский возраст, опоки — даний-раннезеландский.

В последние годы опубликован целый ряд сводных стратиграфических работ по верхнему мелу—палеогену, включающих параллельные биостратиграфические зональные шкалы, увязанные с новым вариантом общей шкалы. Наиболее представительные из них, на наш взгляд, следующие: общая шкала верхнего отдела меловой системы [10], сводная схема биозонального расчленения палеогена Бахчисарайского стратотипического района [7] и стратиграфическая схема морского палеогена юга европейской части России [2], составленные на основе пересмотра и критического анализа значительного объема фактического материала и литературных данных по этим регионам.

Еще одной сводной работой, содержащей сведения по зональному нанопланктонному расчленению палеоценовых отложений Поволжья и Северного Прикаспия, является публикация В.А. Мусатова и Н.А. Христенко [4], в которой рассматривается датировка литостратонов на основе нанозонального расчленения по шкале Burky [12].

Проведенные в последние годы исследования показали, что зоны по известковому нанопланктону уверенно коррелируются с зонами по диатомеям, кремнистые створки которых практически нацело слагают такое высоколиквидное и инвестиционно привлекательное сырье, как диатомиты. Результаты зонального расчленения палеоценовых отложений Среднего Поволжья по диатомеям и силикофлагеллятам приведены в [1, 3].

Нанозональное расчленение палеоцена, приведенное в указанных сводных стратиграфических работах, легло в основу представленной хроностратиграфической схемы взаимоотношения фациальных разновидностей палеоцена (рис. 2), увязанной с новой шкалой геологического времени.

Отнесение нижнесызранского подгоризонта к датскому ярусу М.А. Ахметьев и В.Н. Беньямовский [2] обосновывают результатами зонального биостратиграфического расчленения по известковому нанопланктону, планктонным и бентосным фораминиферам, радиоляриям, диатомеям и силикофлагеллятам, диноцистам, спорам и пыльце. В основании дания, по данным этих авторов, зафиксирован перерыв, длительность которого равна фазе NP1 (65,5—65,0 млн. лет назад). В Бахчисарайском стратотипическом разрезе в основании палеоцена установлен перерыв длительностью примерно 300 тыс. лет, совпадающий с ранней частью фазы NP1 — от 65,5 до 65,2 млн. лет назад [7].

Представляется, что в Среднем и Нижнем Поволжье окончание перерыва в основании дания определяется, по-видимому, временным интервалом в 65,2—65,0 млн. лет назад. С окончанием этого периода связывается эвстатическое повышение уровня моря, которое обусловило начало формирования нижнесызранской свиты сызранского горизонта, хотя на локальных участках в результате эпейрогенических процессов продолжительность hiatus между позднемеловым и палеоценовым осадконакоплением могла достигать 2,5 млн. лет (разрез у с. Белогродня) и более 5 млн. лет в случае отсутствия в разрезе маастрихтских отложений (рис. 2).

Основную минерагеническую ценность нижнесызранской свиты (рис. 2) представляют диатомиты Забалуйского, Инзенского, Аргашского, Аристовского (Ульяновская область), Ахматовского (Пензенская область), Атемарского (Республика Мордовия) и других месторождений и опоки Сенгилеевского (Ульяновская область), Усть-Грязнухинского, Каменоярского (Волгоградская область) и других месторождений.

Стратиграфическое положение упомянутых диатомитов, как показано в [1], соотносится с зонами NP2—NP3 шкалы Martini [14]. Опоки, подстилающие диатомиты, редко содержат органические остатки, поэтому их стратиграфическая приуроченность зачастую определяется по соотношению с диатомитами и слоями, содержащими карбонатный нанопланктон. Очевидно, данные опоки залегают не выше зоны NP2, т. е. относятся к нижнедатским отложениям.

предположить, что граница верхнесызранской и саратовской свит является асинхронной. Более того, реконструируется возможное возрастное совпадение нижней и верхней границ верхнесызранской свиты (рис. 2). Верхнесызранскому подгоризонту соответствует временной интервал со второй половины фазы NP4 до конца фазы NP5 [2]. Именно в этот промежуток времени (61,7—59,3 млн. лет назад) и накапливалась верхнесызранская свита. Но следует подчеркнуть, что нижняя граница свиты формировалась в течение поздней подфазы NP4 (длительностью 1,3 млн. лет), а нижняя границы перекрывающей ее саратовской свиты — в фазу NP5 (1,136 млн. лет).

Саратовская свита, сложенная преимущественно песками и песчаниками, накапливалась на фоне постепенного эвстатического спада, который начался еще на рубеже дания—зеландия (61,7 млн. лет назад), и продолжался в течение 3,4 млн. лет (рис. 2). По данным Н.И. Афанасьевой [1], возраст свиты датируется фазами NP5—NP6, В.А. Мусатов с соавторами [5] считает, что свита сформировалась несколько позднее — в интервал времени, соответствующий фазам CP5—CP7 (?). Саратовская свита, таким образом, также испытывает возрастное скольжение, причем если ее нижняя граница сформировалась ориентировочно за 1,1 млн. лет, то начало накопления перекрывающей камышинской свиты растягивается на промежуток 1,3 млн. лет.

Если учесть, что время формирования саратовского горизонта, по данным [2], соответствует фазам NP6—NP8, то саратовская свита коррелируется с верхней частью верхнесызранского подгоризонта — саратовским горизонтом.

С началом нового эвстатического импульса, произошедшего 58,3 млн. лет назад, нами связывается начало накопления камышинских диатомитов Сенгилеевского (гора Граное ухо), (Ульяновская область), Балашейского (Самарская область) и других месторождений. В разрезах диатомитов данных месторождений выделены диатомовые зоны, коррелирующиеся с нанопланктонными зонами NP6—NP8 и NP9 [1], что свидетельствует о значительно более молодом (почти на 6 млн. лет) — танетском — возрасте данных диатомитовых образований по сравнению с нижнесызранскими диатомитами.

Стратиграфический объем камышинской свиты определяется, по данным [5], зоной CP8, по данным [1], зонами NP7—NP9. Нижняя граница камышинской свиты, таким образом, также диахронна, возраст ее датируется временным промежутком в 58,3—57,1 млн. лет назад (рис. 2). Согласно схеме в [2], камышинский горизонт соответствует зоне NP9, т. е. сопоставление камышинской свиты с одноименным горизонтом, проведенное на основе нанозонального расчленения, в полной мере не удается.

Нельзя не упомянуть, что в Бахчисарайском страторегионе [7] в первой половине зеландия зафиксирован гиатус, соответствующий верхам зоны NP4 — нижней части зоны NP5, который проявился и на рассматриваемой территории. В стратигра-

фических обобщениях [2, 5] данные о существовании подобного гиатуса отсутствуют. Но подтверждение его обнаруживается в разрезе горы Граное ухо, в котором между нижнесызранскими опоками и камышинскими диатомитами залегают сильно сконденсированные маломощные пески (реликты верхнесызранской и саратовской свит?). Длительность гиатуса в данном разрезе может достигать 3 млн. лет (время накопления зеландского яруса с 61,7 по 58,7 млн. лет назад) (рис. 2).

Выводы

1. Увязка палеоценовых литостратонов Среднего и Нижнего Поволжья со шкалой геологического времени [13], выполненная на основе нанозонального расчленения, позволяет сделать вывод о скользящем возрасте нижних границ свит. Характер хроностратиграфического взаимоотношения фаций (свит) палеоцена оказывается более сложным, чем применяемая большинством исследователей традиционная стратиграфическая последовательность слоев. Палеоценовые свиты не сопоставляются с одноименными горизонтами (подгоризонтами), выделенными М.А. Ахметьевым и В.Н. Беньямовским в Поволжско-Прикаспийском регионе [2].

2. Корреляция на биостратиграфической основе верхнемеловых и палеоценовых карбонатных и кремнистых стратонов, представляющих минерогенический интерес, с обновленной шкалой геологического времени [13] позволяет не только выделить разновозрастные толщи диатомитов в Среднем Поволжье, но и мотивированно определить длительность формирования литостратонов (свит, слоев) и разделяющих их стратиграфических переуровней.

3. На основе составленной хроностратиграфической схемы взаимоотношения пограничных стратонов верхнего мела и палеоцена удается реконструировать характер эвстатических колебаний в маастрихте—танете на рассматриваемой территории. Особенность кривой — значительно более плавное повышение уровня моря по сравнению с его спадом, что, по-видимому, и обусловило ярко выраженное по латерали омоложение границ палеоценовых свит.

4. В изученном интервале разреза отчетливо выделяются три секвенции: терминальная позднемеловая (маастрихтская), даний-зеландская и танетская. Начало формирования каждой связано с эвстатическими подъемами эпиконтинентального моря, которые обусловили трансгрессивное залегание секвенций на данной территории. Накопление осадков маастрихтской, танетской секвенций и нижнесызранской свиты даний-зеландской секвенции происходило в условиях длительного высокого стояния уровня моря [6, 8]. Верхнесызранская и саратовская свиты даний-зеландской секвенции накапливались на фоне общего эвстатического понижения уровня моря, осложненного фазами плавного его повышения с последующим очень резким спадом.

1. Афанасьева Н.И. Стратиграфия палеоценовых отложений Среднего Поволжья по диатомеям и силикофлагеллятам // Вопросы стратиграфии Поволжья и Прикаспия: Сб. науч. трудов / Под ред. А.В. Иванова, В.А. Мусатова. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 2004. С. 222–226.
2. Ахметьев М.А., Бенъямовский В.Н. Стратиграфическая схема морского палеогена юга Европейской России // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2003. Т. 78. В. 5. С. 40–51.
3. Глезер З.И. Комплексы диатомей и силикофлагеллят — показатели синхронности диатомитов Среднего Поволжья, Дании и океанических донных осадков нижнего палеогена // Современный и ископаемый микропланктон Мирового океана (Институт океанологии РАН). М., 1995. С. 57–63.
4. Мусатов В.А., Христенко Н.А. Граница верхнемеловых и палеоценовых отложений в Саратовском Поволжье // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. В. 4. С. 48–56.
5. Мусатов В.А., Музылев Н.Г., Ступин С.И. Палеоценовые отложения Поволжья и Северного Прикаспия: новые данные, событийный подход // Вопросы стратиграфии Поволжья и Прикаспия: Сб. науч. трудов / Под ред. А.В. Иванова, В.А. Мусатова. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 2004. С. 226–258.
6. Найдин Д.П. Эвстазия и эпиконтинентальные моря Восточно-Европейской платформы. Статья 2. Верхнемеловые секвенции платформы // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. В. 5. С. 49–65.
7. Зернецкий Б.Ф., Люльева С.А., Рябоконт Т.С. Значение Крымского стратотипа палеогена для межрегиональной корреляции осадков // Вопросы стратиграфии Поволжья и Прикаспия: Сб. науч. трудов / Под ред. А.В. Иванова, В.А. Мусатова. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 2004. С. 209–222.
8. Зорина С.О. К стратиграфии мезозоя востока Восточно-Европейской платформы: свитный, секвентный, событийный и хроностратиграфический подходы. Казань: ЦНИИгеолнеруд, 2005. 158 с.
9. Овечкина М.Н. Расчленение верхнемеловых отложений Саратовского Поволжья по известковому нанопланктону // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. В. 5. С. 69–81.
10. Олферьев А.Г., Алексеев А.С. Общая шкала верхнего отдела меловой системы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10. № 3. С. 66–80.
11. Павлов А.П. О третичных отложениях Симбирской и Саратовской губерний // Бюлл. МОИП. 1896. № 4. С. 87–92.
12. Вурк Д. Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, northwestern Pacific Ocean // Initial Reports of Deep Sea Drilling Project. 1975. V. 32. P. 677–701.
13. Gradstein, F.M., Ogg, J.G., et al. A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press. Cambridge, 2004. 589 p.
14. Martini E. Neue Daten zum Paläozän und Unter-Eozän im südlichen Nordseebecken — Das Nordwestdeutsche Tertärbecken. Beitr. Newslett. Stratigr. 1977. Bd. 6(2). P. 97–105.
15. Perch-Nielsen K. Cenozoic calcareous nannofossils // Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nielsen K. Plankton stratigraphy. Cambridge, 1985. P. 423–554.

ЦНИИгеолнеруд
Рецензент — А.Г. Олферьев

УДК: 551.736.1 (510)

И.И. ПОСПЕЛОВ, Э.Я. ЛЕВЕН, О.А. КОРЧАГИН, Т.А. ФИЛИМОНОВА

СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРНОГО МАССИВА БУЦИНШАНЬ (Восточный Куньлунь, Китай)

Офиолитовая зона Аньемачен (горный массив Буциншань на востоке Восточного Куньлуна) является частью трансевразийской сутуры палео-Тетиса. Ее нижнепермские комплексы сформировались в различных палеогеодинамических обстановках (с севера на юг): шельф и склон пассивной континентальной окраины краевого моря, энзиматическая островная дуга и ее аккреционно-субдукционный комплекс, склон островной дуги и глубоководный желоб. Аккреционно-субдукционные метаморфиты и вулканиты островной дуги с резким угловым несогласием перекрыты карбонатно-конгломератовым неоавтохтонным яхташ-болорского (артинско-кунгурского) возраста. Синхронными по отношению к этому неоавтохтону являются отложения северного шельфа и склона пассивной континентальной окраины краевого моря — раннепермского реликта палео-Тетиса. Впервые установлено, что начальные стадии закрытия палео-Тетиса на Восточном Куньлуне приходятся на рубеж сакмарского и яхташского (артинского) веков, тогда как на западе палео-Тетиса (Северный Памир) такое закрытие происходило раньше — в предпозднебашкирское время.

Восточный Куньлунь входил в состав глобального трансасиатского позднепалеозойско-ранне-мезозойского складчатого пояса, который прослеживается через Западный Гиндукуш, Северный Памир и Восточный Куньлунь и представляет собой узкую линейную, иногда ветвящуюся, коллизионную структуру. Данные о тектоническом строении Восточного Куньлуна, истории его геологического развития и о месте в структуре азиатско-китайской части палео-Тетиса приведены в [8, 11–17, 19]. В качестве восточно-куньлуньского реликта (сутуры) океана палео-Тетис обычно рассматривается офиолитовая зона Аньемачен, изуче-

ние которой необходимо для восстановления формационного выполнения палеоокеана и реконструкции основных этапов его развития. Офиолитовая зона Аньемачен протягивается вдоль одноименного хребта на востоке провинции Цинхай до излучины р. Хуанхэ в провинции Ганьсу (рис. 1) и является южной ветвью позднепалеозойской восточно-куньлуньской офиолитовой сутуры.

Исследования авторов основаны на материалах, полученных в результате совместных китайско-российских экспедиций, проведенных в 1999–2004 гг. Институтом геологии и геофизики АН КНР и Геологическим институтом РАН. Изуче-