

УДК 551.763

## ЭВСТАЗИЯ И ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ МОРЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПОЗДНЕМЕЛОВУЮ ЭПОХУ. СТАТЬЯ 1. ОКЕАНОСФЕРА И МОРЯ ПЛАТФОРМЫ

Д. П. Найдин

Формулируются представления об океаносфере. В раннемеловую эпоху началось общее погружение будущих океанических котловин, сопровождавшееся огромным приращением массы воды океанов. Эвстатические колебания уровня океана (абсолютные значения которых не превышали первых сотен метров) были связаны с развитием структур океанической литосферы. Проявления эвстазии регистрировались в разрезах относительно тектонически стабильных платформ. Различаются трансгрессии и регрессии эпейрогенической и эвстатической природы. Приводится сравнительная оценка методов изучения трансгрессий и регрессий. Рассматриваются палеогеографические условия позднемеловых морей Восточно-Европейской платформы.

Две теснейшим образом связанные проблемы — меловые трансгрессии и регрессии и меловые эвстатические колебания уровня Мирового океана — в силу различных причин в настоящее время привлекают внимание специалистов различного профиля и разрабатываются рядом международных проектов. Эти проблемы представляют несколько различные аспекты одной еще более крупной — синхронизации на глобальном уровне кратковременных (даже катастрофических) геологических и биологических событий мелового периода — уникального интервала фанерозойской истории нашей планеты [17, рис. 1, 3—6; 22, рис. 1, 2]. Место периода в системе глобальных событий показано на рис. 1.

Верхнемеловая толща Восточно-Европейской платформы вследствие обширности распространения толщи и относительной стабильности платформы является благодарным объектом для изучения эвстатических событий позднего мела. Развитие палеогеографических условий, связанных с ними особенностей осадконакопления (аноксии, фосфатогенеза и др.) и расселения морских организмов контролировались действием трех факторов: эвстазии, эпейрогении и климата. Позднемеловая палеогеография определялась развитием последней в фанерозе талассократии. Расширение эпиконтинентальных морей происходило в условиях начавшегося в середине раннего мела погружения дна океанов при одновременном огромном возрастании массы воды океаносферы (рис. 2).

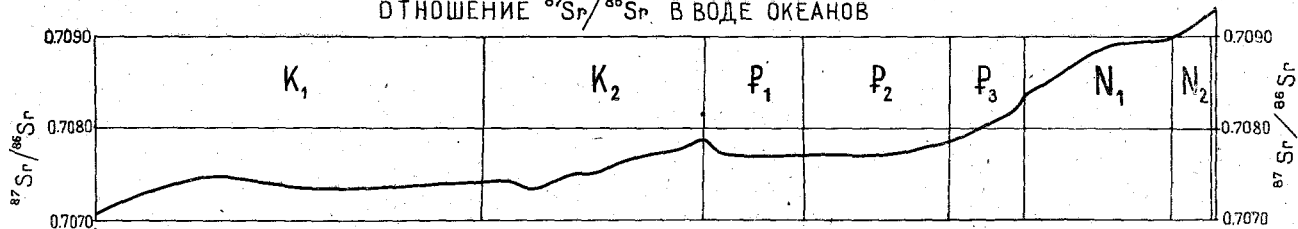
### Общая характеристика океаносферы

Эта характеристика может быть сведена к следующим положениям, в тезисной форме излагающим ранее опубликованные представления автора [13—15, 17, 22].

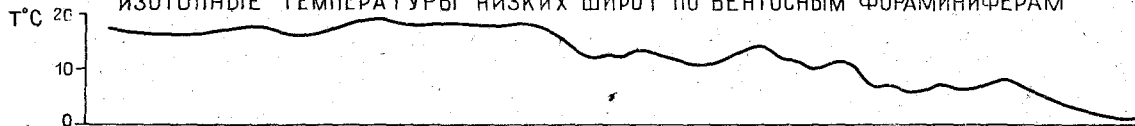
1. Следует строжайшим образом различать физико-географический (палеогеографический) и геологический (структурный) аспекты термина «океан». Необходимо столь же строгое различие сопряженных понятий, как-то континент и суша, шельф и мелководное море и т. п.

2. Применение актуалистического метода расшифровки событий прошлого не должно сводиться к получению упрощенных униформист-

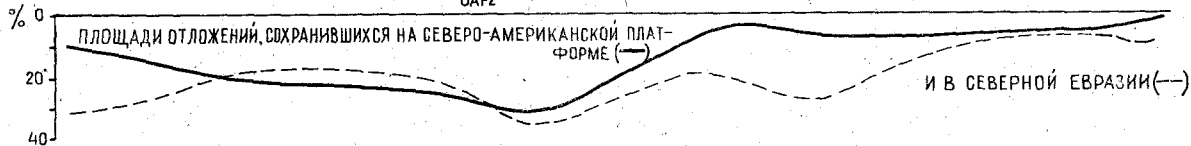
ОТНОШЕНИЕ  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  В ВОДЕ ОКЕАНОВ



ИЗОТОПНЫЕ ТЕМПЕРАТУРЫ НИЗКИХ ШИРОТ ПО БЕНТОСНЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ



„БЕСКИСЛОРОДНЫЕ“ СОБЫТИЯ (OAE)



ЭВСТАТИЧЕСКАЯ КРИВАЯ



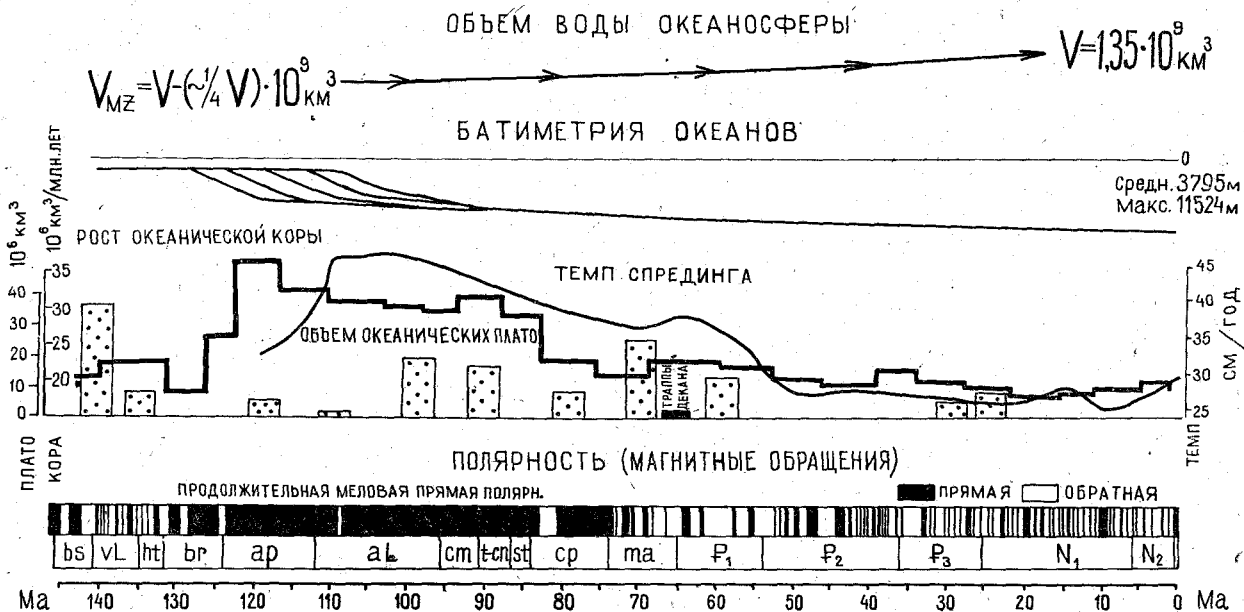


Рис. 1. Позднемеловая эпоха в системе некоторых глобальных событий [14, 15, 17, 22, 39, 42—44, 48—50, 52]

ских построений. Этот метод отнюдь не всегда (как полагают некоторые авторы) должен приводить к выявлению в прошлом похожих или даже тождественных современным как физико-географических, так и структурных элементов. Так, вряд ли офиолитовые комплексы и кору современных океанов можно прямолинейно распознавать в прошлом. Едва ли мезозойскому «океану» Тетис и эпиконтинентальным морям позднего мела можно подыскать прямые актуалистические аналоги.



Рис. 2. Принципиальная схема развития позднемеловой талассократии. Расширение эпиконтинентальных морей в позднемеловую эпоху происходило в условиях начавшегося в середине раннего мела погружения дна океанов. Это было возможно только при одновременном возрастании количества воды океаносферы

3. Тектонические концепции основное внимание уделяют структурам дна океанов и их развитию. При этом из «тектонических купелей» выплескивается вода, а вместе с ней выбрасывается возможность осуществления общего историко-геологического синтеза для нашей планеты, спецификой которой, резко отличающей ее от всех других планет Солнечной системы, является наличие у нее гидросферы [12, с. 134]. История океанов не может быть до конца понята без истории формирования массы и состава воды океаносферы.

4. С только что сформулированным тезисом тесно связана проблема отношения глубоководный/мелководный. До настоящего времени она практически не решена. Сложившиеся шаблонные представления о критериях «глубоководности» требуют коренного пересмотра, о чем свидетельствует развенчание мифа о «глубоководном океане Тетис» [15, с. 16].

5. Современный объем океаносферы (1 млрд 350 млн км<sup>3</sup>) наращивался длительно и импульсами (последний импульс происходил в конце мезозоя). Собственно глубоководные бассейны, подобные современным океанам, во всяком случае до позднего мезозоя, не существовали (вероятное исключение — Тихий океан).

Океаны — это прежде всего много воды (что обеспечивает развитие обширных акваторий и значительных глубин) на структурно-симатической коры. Структуры дна и океаносфера развиваются совместно, составляя единый этап в необратимом процессе эволюции земной коры и ее поверхности.

Поэтому к лику океанов не могут быть отнесены ни присутствующие на иных картах-схемах реконструкций узкие кишкоподобные полосы, под которыми предполагаются офиолитовые швы, ни современное Красное море.

6. В раннемеловую эпоху началось погружение участков литосферы, приведшее к формированию океанических котловин и возрастанию их емкости. Последняя крупная талассократия фанерозоя, происходившая в позднемеловую эпоху, привела к значительному расширению акватории эпиконтинентальных морей. Сочетание двух процессов — увеличение емкости океанических котловин и расширение эпиконтинентальных бассейнов — неизбежно приводит к выводу о недавнем весьма крупном приращении количества воды океаносферы (рис. 2).

7. Погружение дна и углубление океанов — отнюдь не синонимы. Строение континентальных окраин атлантического типа указывает на погружение. А вот углубление океанов, регистрируемое разрезами скважин океанического бурения и глубинами гайотов, может быть, во-первых, следствием собственно погружения дна, а во-вторых, результатом приращения количества воды океанов.

8. Эвстатические колебания уровня Мирового океана были обусловлены развитием структур океанической литосферы. Их абсолютные значения не превышали первых сотен метров.

9. Поздне меловая талассократия, по-видимому, была связана с развитием вулканотермальных поднятий. При этом равновесие между общей тенденцией погружения дна и возрастанием объема океаносферы было смещено в сторону некоторого повышения уровня.

10. Океаны в геологическом смысле этого понятия возникли в мезозое (повторюсь: возможное исключение представляет Тихий океан). Наиболее интенсивное их формирование происходило начиная с середины раннемеловой эпохи, когда началось погружение будущих океанических котловин, сопровождавшееся огромным приращением массы воды океанов (что привело к поздне меловой талассократии) и грандиозным базальтовым вулканизмом (рис. 1).

### О методах изучения трансгрессий и регрессий

Наиболее широким распространением пользуется оценка масштабов трансгрессий и регрессий по результатам подсчета площади морских отложений, сохранившихся в изучаемом регионе. При этом особую ценную информацию доставляют, если они сохранились, прибрежные зоны бывшего моря. В частности, по «затопляемости» Восточно-Европейской платформы было рассчитано, что в позднем мелу уровень океана был на 100—200 м выше современного [14].

Второй прием получения данных о трансгрессиях и регрессиях основан на определении изменившихся глубин бассейна. В качестве постулата принято считать, что углублению моря отвечает трансгрессия, а его обмелению — регрессия. Этот путь много сложнее первого, прежде всего потому, что определение палеоглубин далеко не простое дело [18].

Третий подход к определению колебаний уровня и, следовательно, трансгрессий и регрессий, заключается в изучении перерывов различного типа и выяснении их пространственного распространения.

В последние годы весьма быстрое развитие и широкое применение получил четвертый метод (или комплекс методов) изучения трансгрессий и регрессий. Основы метода разработаны группой геологов и геофизиков компании Exxon под руководством П. Вейла [25, 42, 56]. Главным достижением группы является построение и дальнейшее совершенствование графиков эвстатических колебаний уровня Мирового океана (в дальнейшем тексте они называются «кривыми Вейла»).

На рис. 3 приведен поздне меловой интервал «кривых Вейла» (КВ). Основным является график относительного берегового перекрытия, отражающего фиксируемое на континентальной окраине пассивного типа сейсмическими методами перемещение береговой линии. Перемещение на сушу (т. е. повышение уровня) развивается постепенно или умеренно быстро с замедлением во времени — это наклонные участки кривой. Уход моря, т. е. перемещение берега в сторону бассейна, происходит быстро, по существу мгновенно — горизонтальные ступеньки графика.

На основании графика берегового перекрытия выделяются мега-циклы, суперциклы и циклы третьего порядка (не показаны на рисунке). Собственно эвстатическая кривая состоит из двух линий. Первая (на рисунке сплошная), отражающая кратковременные колебания уровня, представляет кривую берегового перекрытия, но со сглаженными зубцами. Вторая (пунктирная), огибающая зубцы плавная линия, показывает долговременные изменения уровня.

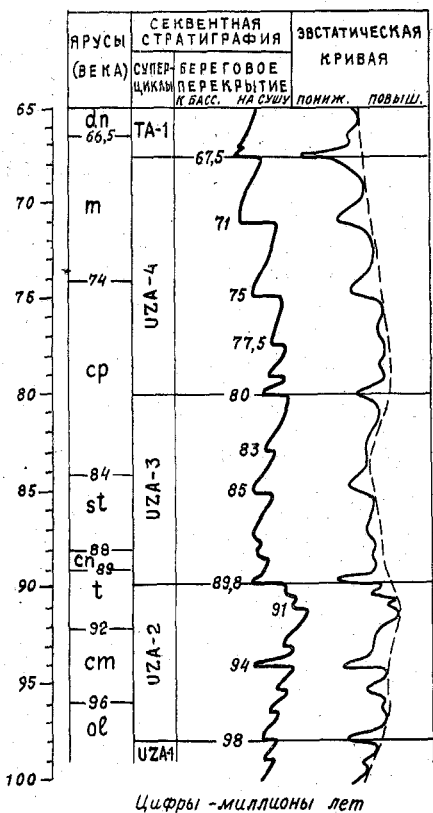


Рис. 3. Позднемеловой интервал «кри-вых Вейла» [42]

На наш взгляд, наиболее ценную информацию несет график берегового перекрытия. Прежде всего потому, что он отражает различный темп развития трансгрессий и регрессий на континентальной окраине: трансгрессии развиваются медленно, а регрессии — быстро. На удалении от континентальной окраины могут быть и иные варианты эвстатического стояния уровня.

Эвстатический график КВ получил весьма широкое распространение среди геологов. В ряде работ он используется как шкала для оценки не столько уровня моря, сколько для датирования геологических и биологических событий. С отдельными его интервалами, в частности, связывают появление, расцвет и исчезновение различных организмов [17, рис. 2].

Как будет показано далее, прямое применение КВ при анализе материалов по платформе встречает затруднения.

### Платформа в системе глобальных и региональных событий позднемеловой эпохи

Моря Восточно-Европейской платформы в конце раннего мела и на протяжении позднемеловой эпохи были частью обширной Европейской палеобиогеографической области (ЕПО). Глубины морей были порядка 100—200 м, местами несколько больше или меньше; на отдельных участках глубины не превышали первые десятки метров. На современном земном лике полные аналоги позднемеловых морей ЕПО отсутствуют [18, 22].

Развитие палеогеографических условий и связанных с ними особенностей осадконакопления и расселения организмов в бассейне контролировались действием трех факторов: эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана, элейрогенией и климатом.

Тектонические события в океанах были основными силами, вызывавшими эвстазию. Большинство исследователей причину колебаний

уровня океанов объясняет меняющимся режимом развития срединно-океанических хребтов [13, 14]. Недавно было высказано предположение о связи эвстазии с быстрыми (стрессовыми) вертикальными внутриплитными движениями литосферы [36, 37].

Все формы тектоноэвстазии развивались на фоне начавшегося еще с середины раннего мела погружения дна океанов и, следовательно, возрастания емкости океанических котловин (рис. 1). Это должно было бы привести к стягиванию в них воды с континентов, т. е. к регрессии. Однако наоборот, поздний мел был эпохой колоссальной талассократии, что объясняется огромным наращиванием массы воды океаносферы в конце мезозоя (рис. 2).

Роль эвстазии в динамике палеоакваторий оценивается различно. Многие авторы [35, 42, 56] признают глобальный характер проявления эвстазии. Тогда как другие [53, 54] развивают концепцию сложного глобального механизма, в результате действия которого Восточно-Европейская и Северо-Американская платформы испытывали синхронные тектонические движения, регистрируемые одновременными трансгрессиями на обеих платформах.

Общее воздействие тектонического фактора на развитие палеогеографии Восточно-Европейской платформы было впервые показано А. П. Карпинским [11]. Как известно, он установил для Европейской России чередование в фанерозое то меридионально, то широтно ориентированных бассейнов, что объяснялось им периодической сменой колебательных движений земной коры уральского и крымско-кавказского простираний. Структуры регионального и локального масштаба естественно вносили свои коррективы в палеогеографическую картину платформы. В различных участках единого бассейна юга платформы складывались несколько различные условия седиментации, зависевшие от климатической зональности, характера прилегающей суши, глубины моря, направления и силы течений.

### Основные типы осадков

Наиболее характерными осадками<sup>1</sup> эпиконтинентального бассейна платформы были кокколитовые и фораминиферовые илы, накапливавшиеся преимущественно в центральных участках бассейна на глубинах порядка 100—200 м, иногда больших или меньших. Эти илы затем превратились в широко распространенные на платформе писчий мел и другие карбонатные породы.

Следующую группу осадков позднемелового моря платформы составляли различные илы, сложенные остатками кремниевых организмов пелагиали — главным образом диатомей и радиолярий, — преобразовавшихся затем в различные силициты. Кремнистые осадки накапливались преимущественно в краевых зонах моря, неподалеку от одного из источников кремнезема — суши. У берегов кремнистые осадки разбавлялись терригенным материалом. Основная масса биогенного кремнезема была связана с холодными полярными течениями.

Третью группу осадков составляют терригенные фации — преимущественно пески, обычно глауконитовые, накапливавшиеся как в прибрежных зонах моря, так и в его центральных участках во время его обмеления.

<sup>1</sup> Данные о литологии верхнемеловых отложений платформы и их биостратиграфическом расчленении неоднократно публиковались [8, 18, 19, 26].

Весьма специфичны для ряда участков и некоторых стратиграфических уровней горизонты и рассеянные желваки фосфоритов.

Вся толща пород, образовавшихся из накапливавшихся в море осадков, может быть отнесена к одной формации. Это глауконитово-меловая формация Н. С. Шатского, парагенез которой «мел, мелоподобные мергели, опоки, глауконитовые породы, фосфориты, сероцветные терригенные осадки» [34, с. 110].

Я предпочитаю, вслед за Н. М. Страховым [27], применять название «формация писчего мела». Именно писчий мел, невзирая на все разнообразие его замещений по вертикали и горизонтали, придает совершенно особую специфику всей верхнемеловой толще платформы.

Формация образовалась в течение единого крупного эвстатического цикла, во время которого развивалась сначала медленная трансгрессия, а затем в конце мелового периода — быстрая регрессия [18, 22]. Этот цикл определил общее принципиальное строение формации: в ее основании преобладают глауконитовые пески и песчаники (сеноман — нижний турон); главный объем формации составляют карбонатные породы, замещающиеся в пространстве и по разрезу силикатами и терригенными фациями (турон — нижний маастрихт); завершается формация регрессивными образованиями — песками, песчаниками, сильно песчанистыми карбонатными отложениями (верхний маастрихт).

### Особенности палеогеографии

Утвердилось представление (вошедшее и в учебники) о развитии трансгрессивно-регрессивных циклов, регистрируемых по перемещению береговой линии. Такие циклы могут быть выделены в крупных регионах, в которых перемещение берега надежно фиксируется геологическими данными. Одним из немногих таких регионов является запад Северо-Американской платформы, занятый в позднем мелу обширным эпиконтинентальным морем, положение берега которого быстро менялось под воздействием различных факторов. Перемещение береговой линии в пространстве и во времени (на основании данных подробно рассчитанных по аммонитам кампанских и маастрихтских отложений группы Монтана) прослежено детальными исследованиями Д. Гилла и В. Коббана [40].

Д. Ханкок [41, фиг. 1] отмечает возможность получения при анализе разрезов ложных представлений о «трансгрессиях». Он развивает представление о «пиках трансгрессий» и «трогах регрессий», разделенных поверхностями «хардграундов» [41, фиг. 2]. Подавляющая часть исследователей отмечает большую продолжительность трансгрессий по сравнению с регрессиями [18]. Это положение получило подтверждение при конструировании КВ (рис. 3). Давно замечено, что регрессивные серии осадков (если они и накапливались) разрушаются и удаляются в первую очередь во время последующей трансгрессивной волны.

Особенность наших материалов (осадков и остатков организмов) заключается в том, что они происходят из участков бывшего моря, удаленных от береговой линии. Автор этих строк лишь однажды имел возможность наблюдать берег позднемелового моря платформы (рис. 4). Из литературы автору известно также только единственное достоверное описание берега позднемелового моря платформы: Ф. Сурлик и В. Кристенсен [55] описали, представили фото и зарисовки уча-



стка берега раннекампанского моря, выработанного в породах докембрия Южной Швеции. Вероятно, имеются и другие пункты, в которых вскрыта береговая линия позднемелового моря ЕПО. Однако, несомненно, что они исключительно редки.

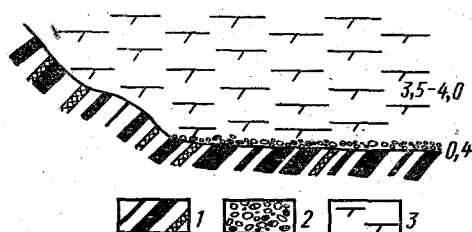


Рис. 4. Прислонение мергелей верхнего кампана к палеозойским породам. Разрез Егиндысай в верховьях р. Жаксы-Каргала, правого притока р. Илек (Актюбинская область): 1 — палеозой; 2 — конгломераты в основании мергелей; 3 — верхнекампанские мергели зоны *Belemnitella langei*

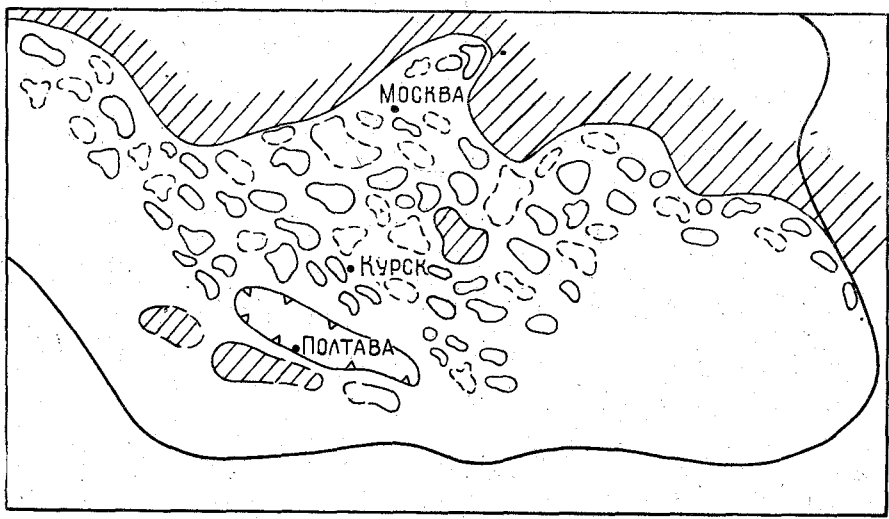
Согласно традиционным представлениям о развитии трансгрессивно-регрессивных циклов предполагается, что при трансгрессии происходит продвижение береговой линии в сторону суши и, следовательно, расширение морской поверхности, а регрессии отвечают отступление моря и сокращение его акватории. В соответствии с такой схемой реконструируется постепенное смещение различных фаций в сторону предполагаемых то наступления, то отступления моря.

По нашим данным, в пределах контура постоянно существовавшего моря развивались фации и той и другой направленности. В пределах контура появлялись подводные отмели и плоские острова, менявшие свои размеры и конфигурацию, возникавшие то на одном, то на другом участке (рис. 5). Непосредственно действовавшими агентами были гидродинамические параметры: течения и глубины.

Следовательно, «регрессивные» фации отнюдь не всегда свидетельствуют о сокращении акватории моря, т. е. собственно о регрессии. Поэтому сформулированный выше «постулат» углубление — это трансгрессия, а обмеление — это регрессия не может быть принят безоговорочно. Соотношение между двумя парами понятий: углубление/обмеление и трансгрессия/регрессия много сложнее, чем это кажется на первый взгляд.

Взаимодействие гидродинамических параметров суммировано в совместном эффекте эвстазии и эпейрогении (рис. 6). Общее изменение глубины зависело от эвстатических колебаний уровня Мирового океана. В мелководном, а местами и сверхмелководном море платформенные региональные и локальные особенности распределения глубин отражали неровности поверхности осадконакопления. На относительно приподнятых участках поверхности условия не благоприятствовали устойчивому накоплению осадков. На опущенных ее участках условия осадконакопления были более стабильными. Терригенные интервалы разреза возникали в результате перераспределения осадков донными течениями. Не исключено, что именно так возникали отмели и бары, превращавшиеся при эвстатическом снижении уровня в низменные острова.

В формировании карбонатных и кремнистых толщ огромная роль принадлежала скрытым и явным перерывам [16, 20]. По электрокаротажным диаграммам установлено, что в карбонатном разрезе Днепровско-Донецкой впадины локально выклиниваются некоторые слои в результате внутрiformационных размывов; мощность разреза уменьшается на крыльях впадины, при этом мергельно-меловые породы не испытывают существенных фациальных изменений: на склонах структуры они становятся несколько алевритистыми [5].



ПОЛТАВА                      КУРСК                      МОСКВА

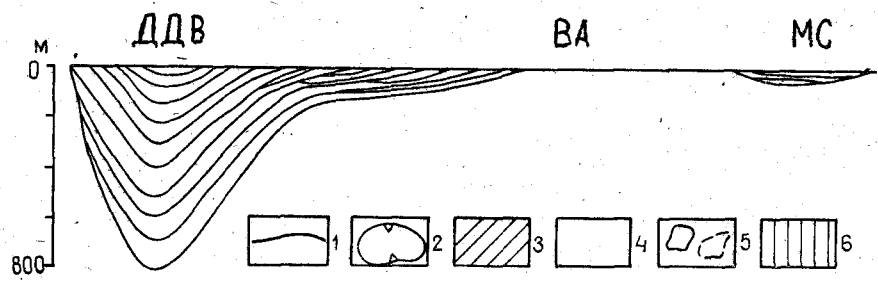
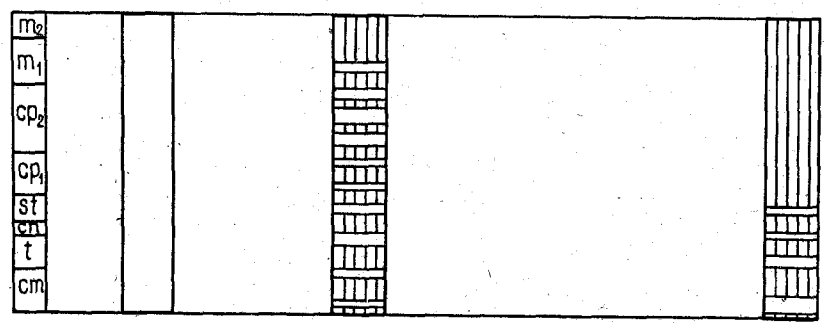


Рис. 5. Зависимость полноты разрезов верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы от их структурного положения: 1 — граница платформы; 2 — контур прогнутой части Днепровско-Донецкой впадины; 3 — суха; 4 — морские отложения на карте, профиле и в колонках; 5 — меняющиеся участки отсутствия морских отложений в результате их размыва и/или ненакопления; 6 — гнатысы в колонках. ДДВ — Днепровско-Донецкая впадина, ВА — Воронежская антеклиз, МС — Московская синеклиза

В других регионах платформы мощности фациально выдержанных карбонатных толщ заметно изменяются даже в близко расположенных разрезах [16, рис. 2; 20, рис. 24]. При этом непосредственная связь со структурным положением разрезов не наблюдается, а явление объяс-

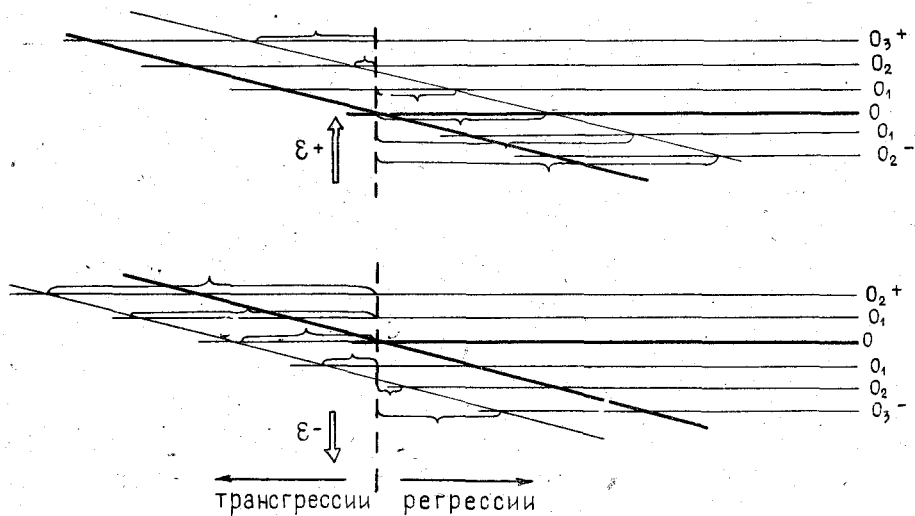


Рис. 6. Трансгрессии и регрессии как результат совместного действия эвстазии (0) и эпейрогении ( $\epsilon$ )

няется гидродинамической обстановкой седиментации. Действовали два фактора: 1) смыв (но не размыв!) осадков донными течениями и 2) ненакопление (*pondereposition* англоязычных авторов) в результате адвективного уноса взвеси течениями в самой толще воды. Образовывались скрытые перерывы — диастемы Л. Баррела (1917). При длительной экспозиции поверхности дна происходил также размыв отложений с формированием «хардграундов» — поверхностей «твердого дна».

Эпиконтинентальный бассейн в целом характеризовался достаточно равномерными условиями продуцирования планктоногенных компонентов осадков. Однако условия накопления и сохранения в ископаемом состоянии этих компонентов были различными на участках тектонического погружения (например, таких, как ДДВ) и на положительных структурах (например, на Воронежской антеклизе). В погружениях процессы смыва протекали ослабленно, и поэтому скрытые перерывы не получают широкого развития. На поднятиях гидродинамический режим был значительно более активным и поэтому перерывы всех типов были многочисленными. В результате в платформенном бассейне сформировались толщи, существенно различающиеся мощностями, стратиграфической полнотой и, конечно, абсолютными отметками стратиграфических границ.

Как реперные уровни при выделении трансгрессивно-регрессивных циклов значение, очевидно, имеют лишь видимые перерывы, включая горизонты «твердого дна». Обзор зарубежных данных показывает, что в ряде разрезов верхнего мела Западной Европы и Северной Америки горизонты «твердого дна» прослеживаются на десятки и даже сотни километров [20]. Ш. Помероль [51] в палеогене Парижского бассейна выделил крупные hiatus, перенумеровав их снизу вверх по разрезу. Осуществить подобную «инвентаризацию» перерывов для распространенного на значительно большей площади верхнего мела платформы, конечно, более сложно, но необходимо.

## Палеогеографические факторы

Тектоника изменяет палеогеографические условия косвенно через действие агентов, непосредственно участвующих в процессах осадконакопления и прямо контролирующих расселение организмов. Соответственно следует различать две группы факторов. К первой относятся тектонические силы, возбуждающие факторы второй группы, непосредственно управляющие физико-географической средой.

**Тектоника.** Выше уже отмечалось, что тектоническое воздействие было определяющим при возникновении режимных различий процессов осадконакопления в пределах различных по степени подвижности структур: от таких, как ДДВ до менее крупных типа Рязано-Саратовского и Ульяновско-Саратовского прогибов [8, 26]. Более мелкие структуры локально осложняли осадконакопление в бассейне платформы, не сказываясь на его общем характере. Таковыми, в частности, являются структуры Поволжья.

Еще одна форма воздействия на процессы осадконакопления в поздне меловом море платформы связана с явлением тектонического наследования.

Материалы по глубинному строению Восточного Прикаспия и Примугоджарья показывают, что вытянутые меридионально литолого-фациальные зоны конца раннего мела — первой половины позднего мела связаны с общей ориентировкой складчатых структур палеозойд [7, 28]. Ориентировка фосфатной отмели Илекской зоны в общем наследует так называемое Темирское поднятие, прослеживаемое на глубинах 4—6 км по изогипсам сейсмического горизонта  $P_2$  (горизонт в основном соответствует поверхности допермских отложений) (рис. 7).

В позднем кампане и маастрихте отчетливая меридиональность зон исчезает. Это связано не с прекращением действия тектонического фактора, а с расширением трансгрессии. Береговая линия несколько сместилась к востоку и возросли глубины бассейна. Повысился уровень моря. Повышение произошло относительно быстро. Только при таком условии могло возникнуть прислонение мергелей верхнего кампана к палеозойским породам (рис. 4). Может быть два объяснения: либо происходило опускание региона, либо уровень моря повышался эвстатически. Я склоняюсь ко второму объяснению.

Ведущая роль тектонических движений в эволюции палеогеографии земного лика давно признана. В эпиконтинентальных мелководных водоемах даже незначительные колебания вверх/вниз могут изменять как глубины, так и очертания их береговой линии. Это можно подтвердить примером развития акчагыл-апшеронской трансгрессии Палеокаспия на юго-востоке Восточно-Европейской платформы. Из трех структурных элементов-клавиш, на которых расположен Каспийский регион — альпиды, герциниды и докембрийская платформа — даже небольшие подвижки наиболее стабильного элемента — платформы — отражались в палеогеографии [21]. Роль в развитии позднекайнозойской палеогеографии Каспийского региона самого подвижного элемента — альпид — признается многими исследователями. По всей видимости, ныне происходящее катастрофическое повышение уровня Каспийского моря вызвано поднятием дна Южно-Каспийской впадины.

Так и тектонический режим располагавшихся под дном поздне мелового эпиконтинентального бассейна структур сказывался на его палеогеографии. В общем, как отмечалось выше, более устойчивое осадконакопление развивалось в пределах структур опускания. Однако оно происходило и на стабильных структурах — даже таких, как Ук-

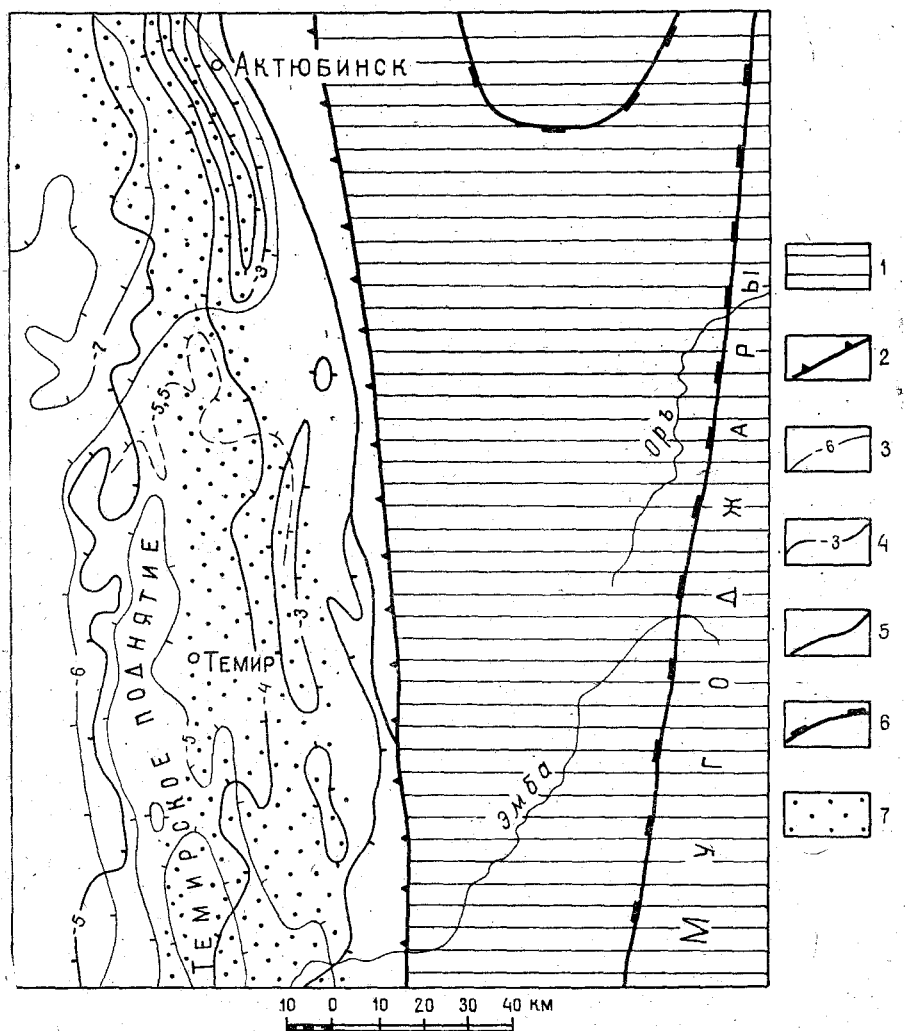


Рис. 7. Связь верхнемеловых фосфатонесных отложений Актыубинского Приуралья со структурами палеозойского субстрата: 1 — палеозойское складчатое основание; 2 — краевой тектонический шов; 3 — изогипсы (км) сейсмического горизонта  $P_2$  (в основном соответствует поверхности допермских пород); 4 — изогипсы сейсмического горизонта  $P_1$  (в основном по поверхности докунгурских отложений); 5 — разлом; 6 — восточная граница распространения морских верхнемеловых отложений; 7 — полоса распространения пограничных отложений сантон/кампан (чилисайская толща и таныбегенская свита) с конденсированными горизонтами фосфоритов и фосплитам в Илекской литолого-фациальной зоне (2—5, по [28])

раинский щит, осложненный позднемеловой Конкско-Ялынской впадиной.

**Течения.** Значение гидродинамики в формировании осадочных толщ давно известно. Почти в каждой работе по стратиграфии и палеогеографии верхнего мела платформы упоминаются течения. Отмечается необходимость выяснения их действия на осадконакопление и расселение организмов.

Должны быть отмечены две особенности не имеющего современных аналогов позднемелового моря Восточно-Европейской платформы: 1) оно было мелководным, местами сверхмелководным и 2) релье-

еф его дна был неровным с западинами и поднятиями в виде баров и отмелей, на отдельных участках сменявшихся плоскими низменными островами. Амплитуда неровностей дна не превышала нескольких метров и первых десятков метров.

В развитии поверхности осадконакопления намечаются две стадии. Как показали Б. М. Данышин [9], а затем В. А. Жуков и А. Э. Константинович [10], доюрский рельеф центральной части Восточно-Европейской платформы был достаточно расчлененным. Существовала серия протяженных и относительно глубоких ложбин. Такой характер рельефа сохранялся вплоть до сеномана [31, 32]. Это была первая стадия развития поверхности осадконакопления. С началом общей эвстатической трансгрессии в позднем альбе и вплоть до начала турона неровности поверхности осадконакопления сгладились в основном в результате заполнения ложбин осадками. Характерное для платформы широкое накопление карбонатов, начавшееся в позднем туроне, таким образом протекало уже во вторую стадию эволюции поверхности осадконакопления.

В соответствии с этими двумя стадиями развивались и течения. Для первой стадии по литологическим признакам реконструируются донные течения, приуроченные к понижениям рельефа дна. В альбе (и, вероятно, в сеномане) преобладали течения, направленные с СЗ на ЮВ [33].

Для второй стадии по распространению различных групп организмов уже давно отмечалось действие поверхностных течений. На юго-востоке платформы значительное место в составе фауны сеномана и турона занимают элементы южного облика (аммониты, тригонии и др.), которые, как полагал А. Д. Архангельский [2], приносились сюда течениями из морей Среднеазиатской палеобиогеографической области. С южными течениями, несомненно, связаны необычные для платформы ассоциации морских ежей верхнего турона, коньяка и верхнего кампана Вольска [8, 26]. Предполагается также вторжение через Западную Европу струй теплого позднемелового Палеогольфстрима.

Эти течения были ветвями системы течений океана Тетис.

Помимо течений из области Тетис расселению биоты в морях ЕПО способствовали также северные течения. Их действием, несомненно, контролировалось распространение белемнитов. В кампане и маастрихте они проникали далеко на юг вплоть до Колетдага. Широкое распространение диатомей и радиолярий (что привело, начиная с турона, к накоплению кремнистых толщ) может быть объяснено приносом этих бореальных элементов течениями.

Двустворчатый моллюск *Oxytoma tenuicostata* в позднем сантоне — начале кампана также проник в море платформы из Бореальной палеобиогеографической области. Соединение осуществлялось как через Тургайский пролив [3, 6], так и вдоль западного склона Урала и через проливы, пересекавшие Уральскую гряду [29].

А. Д. Архангельский [1] на материалах верхнемеловых разрезов юго-востока платформы впервые в России осуществил палеоокеанологический анализ. Им были составлены карты-схемы распределения некоторых типов осадков для ряда веков позднего мела. В дальнейшем были составлены значительно более детальные карты. Поражает контрастность в пространственном размещении резко фациально различных типов осадков. Так, нижний маастрихт в Вольске представлен ослепительно белым чистым писчим мелом, а в нескольких десятках километров к югу, в Саратове и еще южнее — это желтовато-серые глауконитовые пески и песчаники, песчанистые мергели и глины.

Подобное распределение осадков обычно объясняют их положением относительно предполагаемой береговой линии: терригенные фации у берега, карбонатные — в удалении от него. К этому необходимо добавить, что прибрежные терригенные фации сантона — маастрихта накапливались под воздействием приходивших с севера и северо-востока течений. Во-первых, течения такого направления моделируются [4]. Во-вторых, в пределах достаточно узкой полосы далеко на юг, до Волго-Донского водораздела и несколько южнее проникают кремнисто-песчаные фации [8, рис. 47]. В последнее время в них обнаружены обильные комплексы холодноводных радиолярий и диатомей. Не исключено, что некоторые течения развивались на отдельных участках, характеризовавшихся преобладанием тенденции погружения. Например, песчаные и песчано-кремнистые осадки сантона Рязано-Саратовского прогиба, возможно, накапливались в подобных условиях [30, фиг. 3].

Как было отмечено в предыдущем разделе, в формировании перерывов огромная роль принадлежала донным течениям. Подтверждается заключение Д. В. Наливкина [23, 24] о том, что перерывы вовсе не всегда (как это многие считают) связаны с прямым действием тектонических сил (с поднятиями), а могут вызываться донными течениями. Возникающие перерывы обычно небольшие (кратковременные), так как течения быстро меняют свое направление, что приводит к выпадению небольших чачек слоев.

Но помимо поверхностных и донных течений на формирование осадков в неглубоких морях ЕПО, несомненно, влияла также подвижность самой массы воды. Только адвективным уносом взвешенного в воде материала можно объяснить явление ненакопления и формирования скрытых перерывов — диастем. Следовательно, необходимо различать поверхностные и донные течения, а также течения внутри самой толщи воды.

Реконструкциям палеотечений современные зарубежные исследователи уделяют большое внимание. Знание расположения системы течений в морях прошлого необходимо при решении проблем эвстазии и палеоклиматологии. Получаемые результаты часто оказываются противоречивыми. Так, для рубежа сеноман/турон Западной Европы предлагаются два варианта реконструкций течений. Согласно первому, из Атлантики между Фенно-Сарматским кратоном и Англо-Шотландским массивом действовало холодное донное течение; ему навстречу с юга между Англо-Шотландским и Армориканским массивами направлялся теплый Палеогольфстрим; между Арморикой и Среднегерманским (Рейнским) массивом из океана Тетис направлялось еще одно теплое поверхностное течение; вдоль северной окраины Среднегерманского массива располагалась зона апвеллингов [38].

В другом варианте реконструкции зона апвеллингов окаймляет южную окраину Фенно-Сарматского кратона; к югу от Среднегерманского массива намечается приходившее с востока поверхностное течение, струи которого действовали между Арморикой и Англо-Шотландским массивом и вдоль восточной окраины последнего [45].

Поверхностные течения в позднемеловых морях ЕПО составляли лишь часть глобальной системы поверхностных течений [4]. Наибольшие сложности возникают при реконструкциях течений на региональном уровне. Огромная роль в формировании течений в морях ЕПО принадлежала течениям океана Тетис и меридиональных проливов, соединявших его с Арктическим бассейном.

До настоящего времени остаются почти не выясненными связи по-

верхностных течений морей ЕПО с донными течениями, непосредственно воздействовавшими на осадконакопление. Весь комплекс вопросов о палеотечениях — их системе (включая апвеллинги), направлении и силе — важен не только при выяснении их региональной роли в формировании осадочной толщи, но также и при общей оценке эвстазии: при различных стояниях уровня Мирового океана система течений, несомненно, должна была меняться.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России//Мат-лы для геологии России. М., 1912. Т. 25. 631 с.
2. Архангельский А. Д. Верхнемеловые отложения Туркестана. Вып. 1//Тр. Геолкома. Нов. серия. 1916. Вып. 151. 98 с.
3. Балабанова Т. Ф., Галеркина С. Г., Грибков В. В. и др. Фации мезо-кайнозоя западной части Западно-Сибирской низменности//Тр. ВНИГРИ. 1959. Вып. 140. С. 183—227.
4. Волков Ю. В., Найдин Д. П. Вариации климатических зон и поверхностные течения в меловом периоде//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69, вып. 6. С. 103—123.
5. Гавриш В. К., Шайкин И. М. К вопросу о внутрiformационных размывах в меловой толще Днепровско-Донецкой впадины//ДАН СССР. 1961. Т. 136, № 6. С. 1414—1417.
6. Галеркина С. Г., Везенинова Т. А., Чирва С. А. Итоги изучения фаций и палеогеографии мезо-кайнозоя для прогноза нефтегазосных толщ на севере Зап. Сибири//Геол. и нефтегаз. севера Зап. Сибири. Л., 1963. С. 121—167.
7. Гарецкий Р. Г. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар//Тр. ГИН АН СССР. 1962. Вып. 60. 300 с.
8. Герасимов П. А., Мигачева Е. Е., Найдин Д. П. и др. Юрские и меловые отложения Русской платформы. М., 1962. 195 с.
9. Даньшин Б. М. Доюрский рельеф в связи с условиями отложения юрских осадков в центральной и юго-восточной частях Московской губернии//Вестн. Геолкома. 1927. № 1. С. 4—7.
10. Жуков В. А., Константинович А. Э. Развитие ископаемого рельефа поверхности каменноугольных отложений юго-запада Московской палеозойской котловины//Памяти акад. А. Д. Архангельского. М., 1951. С. 433—474.
11. Карпинский А. П. (1887) Очерки геологического прошлого Европейской России. М., 1947. 206 с.
12. Маракушев А. А. Достижения и проблемы петрологической науки в России//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69, вып. 3. С. 128—136.
13. Найдин Д. П. Эпейрогенез и эвстазия//Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 1976. № 2. С. 3—16.
14. Найдин Д. П. Уровень Мирового океана в конце мезозоя//Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1985. № 3. С. 12—22.
15. Найдин Д. П. Тетис: термин и понятие//Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1986. № 6. С. 3—18.
16. Найдин Д. П. Перерывы и стратиграфия//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62, вып. 6. С. 69—74.
17. Найдин Д. П. Позднемеловые события на востоке Европейской палеобиогеографической области. Ст. 1. События мелового периода в океанах и морях//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67, вып. 5. С. 14—30.
18. Найдин Д. П., Беньямовский В. Н., Копаевич Л. Ф. Методы изучения трансгрессий и регрессий. М., 1984. 163 с.
19. Найдин Д. П., Беньямовский В. Н., Копаевич Л. Ф. Схема био-стратиграфического расчленения верхнего мела Европейской палеобиогеографической области//Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1984. № 5. С. 3—15.
20. Найдин Д. П., Копаевич Л. Ф. Внутрiformационные перерывы верхнего мела Мангышлака. М., 1988. 140 с.
21. Найдин Д. П., Найдина О. Д. О так называемой Великой акчагыльской трансгрессии//Изв. вузов. Геол. и разведка. 1992. № 6. С. 3—18.
22. Найдин Д. П., Похиталынен В. П., Кац Ю. И. и др. Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология. М., 1986. 262 с.
23. Наливкин Д. В. Пески и течения//Вестн. Геолкома. 1927. № 7. С. 1—9.
24. Наливкин Д. В. Учение о фациях. М.; Л., 1955. Т. 1. 554 с.; 1956. Т. 2. 393 с.
25. Сейсмическая стратиграфия. Ч. 1. М., 1982. 375 с.



26. Стратиграфия СССР. Меловая система. М., 1986. П/т 1. 338 с.; 1987. П/т 2. 326 с.
27. Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов//Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Геол. серия (№ 45). 1951. Вып. 124. С. 370.
28. Структурные карты Прикаспийской нефтеносной провинции по сейсмическим горизонтам П<sub>1</sub> и П<sub>2</sub>. Масштаб 1:1 000 000. М., 1986.
29. Умова Л. А., Цаур Г. И., Шатров В. П. Палеогеография восточного склона Урала и Зауралья в меловое и палеоценовое время. Свердловск, 1968. 84 с.
30. Флерова О. В., Гурова А. Д. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии верхнемеловых отложений Ульяновско-Саратовского Поволжья и среднего течения р. Дон//Тр. ВНИГНИ. 1958. Вып. 7, С. 145—165.
31. Фоминский В. И. О трех функциях затопления палеорусел в формировании сеноманских фосфоритовых залежей Воронежской антеклизы//Полез. ископ. в осад. толщах. М., 1973. С. 103—111.
32. Фоминский В. И. О роли рельефа в формировании фосфоритоносных разрезов Шигровского месторождения Курской области//Рудонос. осад. пород. М., 1973. С. 114—116.
33. Фоминский В. И. Морские течения и развитие жизни в мезозойских фосфоритоносных бассейнах Русской плиты//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55, вып. 3. С. 134—136.
34. Шатский Н. С. (1956). Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей//Избр. тр. Т. 3, М., 1965. С. 52—143.
35. Christie-Blick N. Sequence stratigraphy and sea-level changes in Cretaceous time//Cretaceous resources, events and rhythms. R. N. Ginsburg and B. Beau-doin (eds). Dordrecht—Boston—London, 1990. P. 1—21.
36. Cloetingh S. Interplate stresses: a new tectonic mechanism for fluctuations of relative sea level//Geology. 1986. Vol. 14, N 7. P. 617—620.
37. Cloetingh S., McQueen H., Lambeck K. On a tectonic mechanism for regional sea level variations//Earth Planet. Sci. Letters. 1985. Vol. 75, N 2/3. P. 157—166.
38. Ernst G., Schmid F., Seibertz E. Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland//Zitteliana. 1983. Bd 10. S. 531—554.
39. Gaffin S. Phase difference between sea level and magnetic reversal rate//Nature. 1987. Vol. 329, N 6142. P. 816—819.
40. Gill J. R., Cobban W. A. Stratigraphy and geological history of the Montana Group and equivalent rocks, Montana, Wyoming, and North and South Dakota//U.S. Geol. Survey Prof. Paper 776. 1973. 37 p.
41. Hancock J. M. Sea-level changes in the British region during the Late Cretaceous//Proc. Geol. Ass. London. 1989. Vol. 100, N 4. P. 565—594.
42. Haq B. U., Hardenbol J., Vail P. R. Chronology of the fluctuating sea level since the Triassic//Science. 1987. Vol. 235, N 4794. P. 1156—1167.
43. Heller P. L., Angevine C. L. Sea-level cycles during the growth of Atlantic-type oceans//Earth Planet. Sci. Letters. 1985. Vol. 75, N 4. P. 417—426.
44. Hess J., Bender M. L., Schilling J. G. Evolution of the ratio of strontium 87 to strontium 86 in seawater from Cretaceous to Present//Science. 1986. Vol. 231. P. 979—984.
45. Hilbrecht H., Hubberten H.-W., Oberhänsli H. Biogeography of planktonic foraminifera and regional carbon isotope variations; productivity and water masses in Late Cretaceous Europe//Palaeogeogr. Palaeocl. Palaeoec. 1992. Vol. 92, N 3/4. P. 407—421.
46. Jansa L. F. Processes affecting paleogeography, with examples from the Tethys//Palaeogeogr. Palaeocl. Palaeoec. 1991. Vol. 87, N 1—4. P. 345—371.
47. Larson R. L. Latest pulse of Earth: evidence for a mid-Cretaceous superplume//Geology. 1991. Vol. 19, N 6. P. 544—550.
48. Larson R. L. Geological consequences of superplumes//Geology. 1991. Vol. 19, N 10. P. 963—966.
49. Larson R. L., Olson P. Mantle plumes control magnetic reversal frequency//Earth Planet. Sci. Letters. 1991. Vol. 107, N 3/4. P. 437—447.
50. McLean D. M. Deccan traps mantle degassing in the terminal Cretaceous marine extinctions//Cretaceous Research. 1985. Vol. 6, N 3. P. 235—259.
51. Pomerol C. Stratigraphy of the Palaeogene: hiatuses and transitions//Proc. Geol. Ass. London. 1989. Vol. 100, N 3. P. 313—324.
52. Schubert G., Sandwell D. Crustal volumes of the continents and of oceanic plateaus and continental submarine plateaus//Earth Planet. Sci. Letters. 1989. Vol. 92, N 2. P. 234—246.
53. Sloss L. L. Synchrony of Phanerozoic sedimentary-tectonic events of the North American craton and Russian Platform//Intern. Geol. Congr., 1972. 24th, Montreal. Ser. 6. 1973. P. 24—32.

54. Sloss L. L. Areas and volumes of cratonic sediments; Western North America and Eastern Europe//Geology. 1976. Vol. 4, N 5. P. 272—276.

55. Surlyk F., Christensen W. K. Epifaunal zonation on an Upper Cretaceous rocky coast//Geology. 1974. Vol. 2, N 11. P. 529—534.

56. Vail P. R., Mitchum jr. R. M., Thompson III S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: global cycles of relative changes of sea level//Mem. Am. Ass. Petrol. Geol. 1977. Mem. 26. P. 83—97.

Московский  
государственный университет

Поступила в редакцию  
17.08.94

## EUSTASY AND EPICONTINENTAL SEAS OF EAST-EUROPEAN PLATFORM IN LATE CRETACEOUS. 1. OCEANOSPHERE AND PLATFORM SEAS

*D. P. Naidin*

The concept of oceanosphere is formulated. In Early Cretaceous a general subsidence of future oceanic basins took place and it was accompanied by huge growth of oceanic water mass. Eustatic sea-level fluctuations (up to several hundred meters in amplitude) has a cause in development of oceanic lithosphere elements. Eustatic oscillations are registred in sedimentary sections of relatively stable platform regions. They are differentiated on transgressions and regressions of eperogenic and eustatic nature. The paleogeography of Late Cretaceous seas on the East-European Platform is discussed.