

УДК 086.5:552.147:552.54 [551.73/78] (470-924.8)

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ МОДЕЛИ КАРБОНАТОНАКОПЛЕНИЯ В МОРСКИХ БАССЕЙНАХ ПОЗДНЕГО ФАНЕРОЗОЯ ЮГО-ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

З.А. Яночкина, ведущий научный сотрудник НИИ Геологии
В.А. Гуцаки, старший научный сотрудник НИИ Геологии
Е.Ф. Ахлестина, старший научный сотрудник НИИ Геологии
Т.Ф. Букина, старший научный сотрудник НИИ Геологии
А.В. Иванов, директор НИИ Геологии, доцент
Н.Я. Жидовичин, профессор, доцент кафедры общей геологии, СГУ
Г.А. Московский, доктор наук, доцент,
заведующий кафедрой петрографии и минералогии, СГУ
Н.А. Бондаренко, доцент кафедры геофизики, Кубанский государственный университет

E-mail: tniig@sgu.ssu.ru

На обширном материале, полученном в течение многолетних литолого-фацальных исследований, предлагается ряд седиментационных модельных реконструкций основных эпох морского карбонатонакопления, приуроченных к определенным временным интервалам позднего фанерозоя. Охарактеризованы особенности раннепермского, позднепермского, раннетриасового, среднетриасового, среднеюрского (позднебайосского), позднеюрского (волжского - фазы *Dorsoplaniites panderi* и *Virgatites virgatus*), позднемелового (туронского и маастрихтского), палеогенового, миоценового, раннепонтического и позднеплиоценового бассейнов. Для сравнения приведены данные по современному карбонатонакоплению в бассейне Альборанского моря.

Sedimentational models of carbonate deposition in late Phanerozoic sea basins from south-east of East-European platform

**З.А. Яночкина, В.А. Гутзаки, Е.Ф. Ахлестина, Т.Ф. Букина,
А.В. Иванов, Н.Я. Жидовичин, Г.А. Московский, Н.А. Бондаренко**

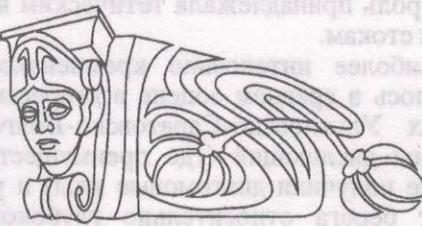
On the basis of analysis and syntheses of extensive material, searched during perennial facies-lithological studies, some sedimentational model reconstructions of main epochs of late Phanerozoic sea carbonate deposition are proposed.

Particularities of early and late Permian, early and late Triassic, middle Jurassic (late Baijossian), late Jurassic («volgian» - *Dorsoplaniites panderi* and *Virgatites virgatus* phases), late Cretaceous (Turonian and Maastrichtian), Paleogene, Miocene, early Pontian and late Pliocene sea basins are characterized.

Comparative data on recent carbonate deposition in the basin of Al'boran sea is presented.

Вопросам морского карбонатонакопления в истории геологического развития Земли посвящены работы Н.М.Страхова, В.Н.Холодова, И.В.Хворовой, А.Б.Ронова, А.П.Лисицына и многих других [1-6]. Однако интерес к ним не ослабевает, поскольку в седиментационных и химико-биогенных процессах как древних, так и современных бассейнов одним из определяющих факторов является карбонатонакопление.

Настоящая работа основана на обширном материале, полученном авторами в течение многолетнего литолого-фацального изучения карбонатных пород верхнего фанерозоя юго-востока Восточно-Европейской платформы. При этом использовались методы, разработанные в ГИНе РАН и широко применяемые при изучении процессов осадконакопления в современных и древних бассейнах седиментации Ю.А.Жемчужниковым, П.П.Тимофеевым, Л.В.Боголюбовой, В.Н.Холодовым [7, 2].



Выявив характер седиментации в бассейнах позднего фанерозоя рассматриваемого региона и проследив распространение фациально-генетических типов отложений во времени и пространстве [8-14], авторы сочли возможным впервые реконструировать седиментационные особенности основных эпох морского карбонатонакопления, приуроченных к определенным временным интервалам позднего фанерозоя с учетом новых стратиграфических данных. Для широкого сопоставления карбонатонакопления в древних и современных бассейнах седиментации был привлечен материал по Альборанскому морю, отобранный ведущим научным сотрудником В.А. Гуцаки в ходе работы рейса НИС «Академик Николай Страхов». В представленных ниже моделях отражена определенная коррелятивная связь степени реализации возможного карбонатонакопления в зависимости от конкретных абиотических и биотических условий формирования морских бассейнов. Концептуальной основой для построения модели послужили следующие положения.

1. В современных шельфовых морях имеются три основных обстановки осадконакопления: прибрежная зона песчаных баров и приливно-отливных равнин, открытого моря с высоким энергетическим уровнем и удаленных от побережья участков открытого моря с низким энергетическим уровнем.

2. Информация о седиментогенезе в древних водоемах зафиксирована в вещественном составе отлагавшихся осадков. Отсюда, реконструируя обстановки карбонатонакопления, мы идем от следствия к причине.

3. Во всех типах водоемов накопление карбонатов усиливается при переходе от участков с пониженной температурой к участкам с более высокой температурой, способствующей интенсификации их химической и биогенной садки.

4. Для возникновения высоких процентных содержаний карбонатов существенно важным являются не абсолютные массы карбонатного материала, а его соотношения с абсолютными

массами одновременно осевших терригенных частиц (эффект «разбавления»).

5. Основными источниками карбонатов являются собственные запасы океанических вод, периодически подпитывающие эпиконтинентальные моря, а также ежегодный речной сток, эпизодически активные гидротермы. Возможность же возникновения чистых карбонатных илов контролируется соотношением извлеченного биотой растворенного CaCO_3 и одновременно вносимого в море обломочного материала (биопродуктивность - темп седimentации).

За основу нами взята теоретическая модель осадконакопления на эпиконтинентальном морском шельфе М.Л.Ирвина [15]. Сущность ее заключается в том, что, учитя пересечение пологого склона шельфа с двумя горизонтальными поверхностями (уровнем моря и поверхностью основания активной волновой зоны), можно выделить три обстановки осадконакопления в целом и карбонатонакопления в частности.

1. В самой глубоководной части шельфа ниже активной волновой зоны в условиях низкого энергетического уровня из суспензий отлагаются тонкослоистые глины и карбонатные микриты.

2. Выше точки, в которой происходит соприкосновение зоны активного действия волн с морским дном, в условиях высокого энергетического уровня отлагаются песчаные осадки, органогенные известняки и образуются рифогенные постройки.

3. В спокойной защищенной зоне с низким энергетическим уровнем образуются лагунные песчано-алевритовые осадки, доломиты и эвапориты.

Модели карбонатонакопления составлялись по следующим основополагающим признакам: 1 - тип бассейна и его связь с океаном; 2 - режим бассейна седиментации; 3 - органический мир; 4 - окружающая суша, климат и преобладающая форма дезинтеграции вещества, характер растительности; 5 - источники карбонатного материала; 6 - основные ландшафтные зоны; 7 - генетические типы карбонатных отложений; 8 - соотношение их с другими осадками.

Графические модели отдельных этапов карбонатонакопления, отражающие вышеупомянутые основополагающие признаки, представлены на рисунке. Ниже приведены модели следующих этапов карбонатонакопления: ранней и поздней перми; раннего и среднего триаса; байосского века средней юры; волжского века поздней юры для двух фаз - *Dorsoplites randeri* и *Virgatites virgatus*; туронского и маастрихтского веков позднего мела, палеогена, миоцена, раннепонтического и позднеплиоценового акчагыльского времени.

1. *Морской бассейн раннепермской эпохи* унаследовал многие черты каменноугольного, но отличался несколько уменьшенными размерами. На востоке и юге он замыкался складчатыми сооружениями, на западе - приподнятymi участками платформы; на юго-западе - частично перекрывал Донецкую складчатую область. Периодическая связь бассейна с мировым океаном к концу эпохи была полностью прекращена [16].

2. Солевой режим бассейна на протяжении ранней перми направленно менялся от нормально морского через заливно-лагунный к типично солеродному, а гидродинамика вод - от активной к застойной.

3. Наиболее типичными бентосными организмами в зоне активного мелководья были фораминиферы, остракоды, кораллы и мшанки. Существенные колебания солености на мелководье определили появление здесь

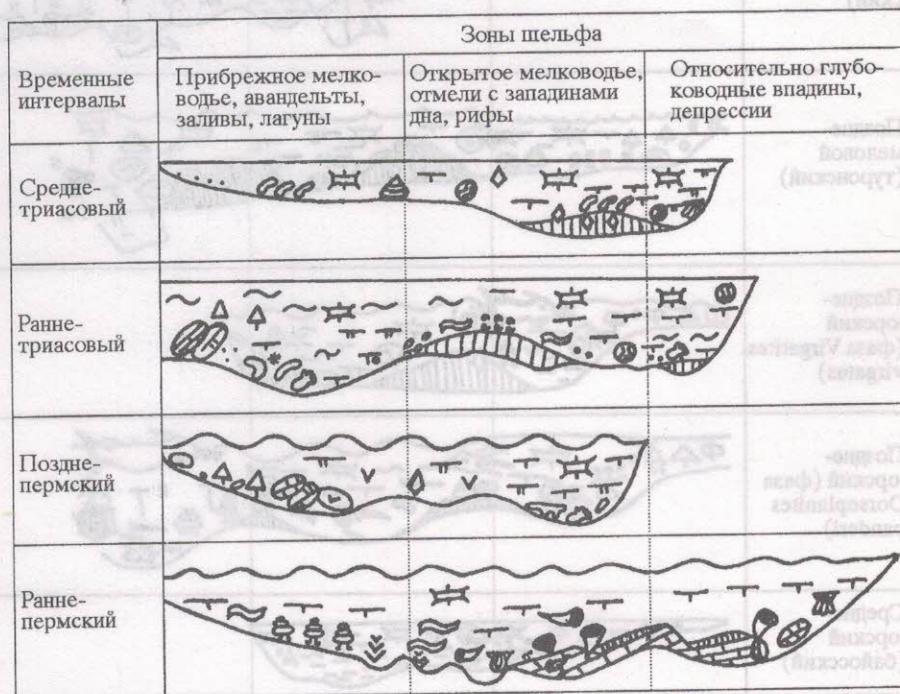


Рис. Модели этапов карбонатонакопления в бассейнах юго-востока Русской плиты

	Зоны шельфа		
Временные интервалы	Прибрежное мелководье, равнины, заливаемые морем, авандельты, заливы, лагуны	Открытое мелководье, отмели с западинами дна, банки, рифы	Относительно глубоководные впадины, депрессии
Средне-неогеновый (акчагыльский)			
Средне-неогеновый (миоценовый)			
Ранне-эоценовый			
Ранне-палеоценовый			
Поздне-меловой (маастрихтский)			
Поздне-меловой (туронский)			
Поздне-юрский (байосский)			

Рис. Продолжение

эвригалинных мелких фораминифер (*Glomospira evoluta*, *G. elegans* и др.) В зоне биогермных построек морской бассейн населяли колониальные кораллы, мшанки, а также морские ежи, криноиды. Широко были представлены фораминиферы: швагерины, псевдофузулины (*Pseudofusulina verneilli* Moel., *Ps. aff. verneilli* Viss., *Ps. conspiciua* Raus. и др.). Почти повсеместно встречались водоросли-тубифиты. Глубоководные участки моря отличались развитием организмов как с кремневым, так и с карбонатным скелетом (губок, радиолярий, криноидей, аммонитов).

4. На окружающей суше в условиях жаркого сухого климата и скудной растительности преобладало физическое выветривание и эоловое рассеивание пылеватых частиц. Периодически возникавшие потоки доставляли материал в область аккумуляции.

5. Основная масса карбонатного вещества связана с биогенно-хемогенным и биогенным извлечением из морских вод, химическим извлечением из высокоминерализованных вод выпаривающихся лагун, которое в кунгурское время становится превалирующим. Незначительная роль принадлежит взвесям временных потоков.

6. Карбонатонакопление проходило в ландшафтах мелководной шельфовой равнины с заливами и лагунами, в зоне барьерного рифа, отчасти в депрессионных участках относительно глубоководного шельфа.

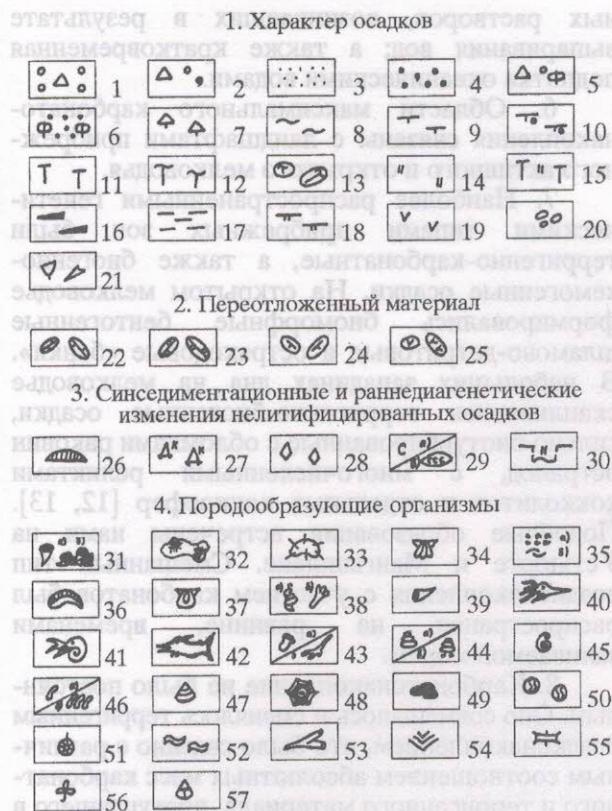


Рис. Продолжение. Условные обозначения.

1. Характер осадков (1-21): 1 - грубые гравийно-галечные песчаные осадки авандельт и междельтового прибрежного мелководья; 2 - тоже с глауконитом; 3 - песчаные осадки; 4 - тоже с глауконитом; 5 - грубые осадки с фосфатизированными остатками фауны, желваками и интракластами; 6 - песчаные осадки с фосфоритовыми желваками; 7 - грубые карбонатные осадки авандельт; 8 - алевриты; 9 - мелководные известковые илы; 10 - тоже с копролитами; 11 - глубоководные известковые илы; 12 - оползни глубоководные известковые илы; 13 - тоже в перемещенном состоянии; 14 - кремнистые осадки; 15 - кремнисто-известковые илы; 16 - сапропелевые илы; 17 - глинистые осадки (илы); 18 - доломитово-известковые мелководные осадки; 19 - ангидритовые осадки; 20 - осадки с копролитами; 21 - осадки с пепловыми частицами.

2. Переотложенный материал (22-25): 22 - известняков; 23 - доломитов; 24 - нелитифицированных известковых илов; 25 - ангидритов.

3. Синседиментационные и раннедиагенетические изменения нелитифицированных осадков (26-30): 26 - карбонатизация осадков на отмелях; 27 - декарбонатизация известковых илов в зонах опреснения морских бассейнов; 28 - доломитизация известковых илов в отшинурованных лагунах; 29 - а) сидеритизация известковых илов в зоне слияния пресных речных и соленных морских вод; б) конкреции сидерита; 30 - заполнение гравенообразных впадин кремнистым илом.

4. Породообразующие организмы (31-57): 31 - а) одиночные кораллы; б) колонии кораллов, коралловые рифы; 32 - мшанки; 33 - морские ежи; 34 - морские двустворчатые моллюски; 35 - а) банки двустворчатых морских моллюсков; б) ракушки с перемещенными остатками пресноводных и солоноватоводных моллюсков; 36 - иноцерамовые двустворчатые моллюски; 37 - брахиоподы; 38 - а) морские гастropоды; б) гастроподы пресноводных бассейнов; 39 - губки, головоногие моллюски; 40 - белемниты; 41 - аммониты; 42 - ихтиозавры; 43 - а) голотурии и голотуриеподобные организмы; б) ходы илоедов; 44 - а) планктонные виды фораминифер; б) бентосные виды фораминифер; 45 - нуммулиты; 46 - а) одиночные остракоды; б) банки остракод; 47 - конхостраки; 48 - радиолярии; 49 - кальциныферы; 50 - харовые водоросли; 51 - диатомовые водоросли; 52 - высшие водоросли, ламинарии; 53 - туффицы; 54 - строматолиты; 55 - кокколитофориды; 56 - растительные остатки; 57 - спорово-пыльцевые комплексы

7. Наиболее распространенными генетическими типами активного мелководья были карбонатно-терригенные осадки. На открытом мелководье формировались водорослевые, брахиоподовые, мшанковые рифогенные образования; а в глубоководных участках - глинисто-карбонатные илы.

8. Карбонатные отложения сопровождались, а временами вытеснялись терригенными либо ангидрит-доломитовыми осадками, а в кунгурский век полностью заместились сульфатно-хлоридными и хлоридными осадками солеродного бассейна.

1. **Позднепермский бассейн** на территории Русской плиты представлял собой довольно крупное море-озеро с меняющимся уровнем вод, гидрохимией и очертаниями берегов. Он имел кратковременную связь с Мировым океаном на юге (подъем вод Тетиса), а также на севере (трансгрессия бореальных вод в раннеказанское время). Это наложило отпечаток на сложное чередование во времени и пространстве озерно-морских и лагунных обстановок седиментации.

2. Соловой режим бассейна резко менялся от сильно осолоненного до почти нормально морского в периоды сообщения с океаном; крайне неустойчивой была гидродинамика отдельных частей акватории.

3. В уфимском веке позднепермской эпохи в остаточном море-озере наиболее широко распространенной группой организмов были остракоды. В казанском веке при временном возврате нормально-морских условий в бассейне повсеместное развитие получили брахиоподы (*Stepanoviella aff. hemisphaerium Kut.*), фораминиферы (*Dentalina sp.*, *Nodosaria schykhani* *Lip.* и др.). В конце позднепермской эпохи с появлением опресненных заливов, осолоненных лагун или озер в этих водоемах встречаются двустворчатые моллюски, харовые водоросли.

4. На окружающей суше располагались непродолжительно существующие пересыхающие озера с эвапоритовым и терригенно-эвапоритовым характером седиментации, а резко аридный климат определял преобладание на источниках сноса механической дезинтеграции вещества над химической.

5. Карбонатный материал в большей мере связан с перераспределением растворов поверхности континентального стока и концентрированием растворов в результате выпаривания, а также с биогенным извлечением из морских вод.

6. Карбонатонакопление осуществлялось в условиях полуизолированных лагун, ландшафтов открытого активного мелководья, а также в береговой зоне, где накапливались переотложенные фрагменты карбонатных пород.



7. Известково-доломитовые осадки характеризуются ограниченным набором генетических типов с участием биоморфных, биогенно-детритовых, органогенно-обломочных, биохемогенных пелитоморфных разностей.

8. Карбонатонакопление сопровождалось отложением терригенных осадков, сульфатов и их смешанных разностей.

1. *Морской бассейн раннего триаса* достиг своего максимума в позднеоленекский век, охватив территорию Мангышлака, Восточного Предкавказья и Устюрта, входя заливом в юго-западную и южную часть Прикаспийской впадины. С северо-запада, севера и востока бассейн окаймляла аккумулятивная равнина.

2. Режим морского бассейна, ингрессировавшего в Прикаспийскую впадину, был неустойчивым. Соленость вод менялась от нормально морской (богдинский бассейн) до опресненной и осолоненной на периферии. Гидродинамика вод менялась от активной в юго-западных районах, где наблюдаются отложения обломочных карбонатных осадков, до спокойной в центральных и западных районах, о чем свидетельствуют тонкие стенки захороненных раковин двустворок и значительные размеры конхострак (до 5-7 мм).

3. Морской бассейн был заселен разнообразными организмами. Из остракод, наряду с *Gerdalia longa* и *Darvinula longissima*, встречены *Triassinnella chramovi* Schn. и др. Ихиофауна представлена *Geratodus facetidens* Chalakov и G. kaupi Agass. и др. [17]. Обильны и разнообразны беспозвоночные - аммоноидеи *Tirolites cassianus* (Quenst), *Dorikranites logdoanus* (Buch); двустворки *Myalina dalailamae* (Vern.), *Bakevelliella lipatovae* Kip. и др. Из конхострак преобладают представители семейства *Cyclestheriidae*, реже - *Lioestheriidae* [18]. Широкое развитие получили кокколитовый нанопланктон и илоядные организмы [12]. Комплекс харофитов представлен многочисленными видами *Auerbachichara*.

4. Рельеф основных, юго-западных источников сноса, каковыми являлись вал Карпинского и северо-западная окраина Донецкого кряжа, был возвышенным и расчлененным. Преобладала механическая дезинтеграция, в основном, осадочных пород, среди которых значительное место занимали карбонаты. Жаркий сухой климат и скучная растительность способствовали накоплению в конусах выноса и авандельтах известняковых гравелитовых, песчаных и алевритовых осадков. На берегах оленекского моря, по-видимому, были распространены заросли плауновых, обильно развивалась флора харофитов.

5. Основным источником карбонатного вещества служили взвеси временных потоков; коллоиды CaCO_3 , выпадавшие из пересыщен-

ных растворов, возникавших в результате выпаривания вод; а также кратковременная подпитка океаническими водами.

6. Области максимального карбонатонакопления связаны с ландшафтами прибрежного активного и открытого мелководья.

7. Наиболее распространенными генетическими типами прибрежных зон были терригенно-карбонатные, а также биогенно-хемогенные осадки. На открытом мелководье формировались биоморфные бентогенные шламово-детритовые и остракодовые «банки». В небольших западинах дна на мелководье скапливались терригенно-биогенные осадки, сильно биотурбированные с обломками раковин остракод, с многочисленными реликтами кокколитов и отдельных коккосфер [12, 13]. Подобные образования встречены нами на Устюрте и Мангышлаке. Смешанный тип осадконакопления с участием карбонатов был распространен на равнине, временами заливаемой морем.

8. Карбонатонакопление не было постоянным. Оно совмещалось и сменялось терригенным осадконакоплением, что было связано с различным соотношением абсолютных масс карбонатного и терригенного материала, поступавшего в бассейн седиментации.

1. *Морской бассейн среднего триаса* существенно расширил свои границы в пределах юго-востока Русской плиты, по-видимому, за счет подъема уровня океана Тетис. На севере он достиг бортового уступа, на западе вышел за его пределы, на востоке значительно перешел современную р. Урал, заливом захватив районы Южной Эмбы. Бассейн имел связь с океаном Тетис, которая временами в результате положительных тектонических движений несколько ухудшалась [19-21].

2. Режим бассейна в целом был солоновато-водным. На открытой акватории с активной циркуляцией вод приближался к нормальному морскому, а в участках с ограниченным водообменом - к осолоненному. Гидродинамика вод менялась от активной до умеренной и малоподвижной.

3. Органический мир среднетриасового бассейна был довольно разнообразен. В обилии встречались остракоды *Darwinula postinornata* и *D. lauta* Schl., *Dutkevichinella bruttanae*, *Glorianella culta* Starozh., *Pulviella aralsoria* Schl. Среди двустворок - *Modioleus Salzstettensis* (Hoh), *Miophoriopsis gregaroides* (Phil). Из конхострак определены *Cyclestheria zhamoidii* Lop. и *Pseudestheria* sp. Среди харофитов преобладали *Stellatocharia hoellyicensis* Said. и др. Бассейн заселяли рыбы рода *Ceratodus* с появлением новых видов заурихтисов, гибодусов и др. [17].



Следует отметить, что фауна и флора эпиконтинентального бассейна, развитого в Прикаспийской впадине, не являлась эндемичной. Близкие или аналогичные роды и виды двустворок, остракод, харовых водорослей были широко распространены по всему триасовому морю Прикаспия, что свидетельствует о существовании единого бассейна в данный отрезок времени [21].

4. Окружающая суша была выровненной и слабо расчлененной. Приподнятыe в оленикский век участки (вал Карпинского и др.) оказались перекрытыми морскими водами. Северо-западными источниками сноса служили слабоприподнятый Воронежский массив, где проходило формирование кор выветривания, и Волго-Уральская антиклиза, где размывались осадочные породы. Уральские источники сноса были в значительной степени пенепленизированы [22].

В связи с гумидизацией климата и увеличением растительного покрова в условиях пенепленизованных источников сноса преобладала химическая дезинтеграция вещества. В бассейн сносился преимущественно тонкодисперсный материал гидрослюдисто-монтмориллонитового состава с примесью каолинита и рассеянного органического вещества [12].

5. Источниками карбонатного вещества служили океанические воды и растворенные соли речных и грунтовых вод. Основными известьевыделяющими организмами были моллюски и остракоды. Определенную роль играли также терригенно-карбонатные взвеси.

6. Карбонатонакопление проходило по всей акватории бассейна и связано с ландшафтами как открытого, так и прибрежного мелководья, а также заливов и лагун.

7. Среди генетических типов наибольшее распространение получили биоморфные остракодовые и пелециподовые карбонатные осадки, шламовые остракодово-пелециподовые с обломками раковин гастропод, остракодово-кокколитовые и биохемогенно-глинисто-известково-доломитовые илы.

8. Карбонатонакопление было сопряжено с терригенными алевро-глинистыми осадками.

В позднем триасе и ранней юре морское карбонатонакопление сменилось континентальным карбонатообразованием, связанным с озерными и озерно-болотными фациями.

1. **Бассейн позднего байоса** представлял собой залив или пролив субмеридиональной протяженности, занимавшей небольшую часть юго-востока Русской плиты. Ограниченнная связь с Мировым океаном лишь в конце века становится постоянной.

2. Глубина опресненного бассейна была небольшой, гидродинамический режим характеризовался малой активностью со слабой аэрацией придонных вод. Зона шельфа располагалась западнее линии Пенза - Волгоград и восточнее Самары, авандельтовые обстановки - к западу от г. Жирновска и южнее г. Волгограда.

3. В опресненном на периферии бассейне, но с нормальным тепловодным морским режимом в центральной его части обитали аммониты *Garantiana garantiana*, *Parbeinsonia doneziana*, *Stenoceras niortense*, двустворчатые моллюски *Meleagrinella doneziana*, *M. echinata* (Sith.), формаминиферы - *Ammodiscus subjurassicus*, *Lenticulina caucasica*, *L. volubilis* Dain. и др., а также остракоды *Cliptocythere aspera*. Планктон, судя по сохранившимся наноструктурам глин, был представлен кокколитофоридами [23]. В придонной части обитали агглютинирующие виды фораминифер. Моллюски имели тонкие раковины, которые в значительной мере растворены.

4. На окружающей суше с низменными равнинами в условиях гумидного климата процессы химического выветривания сопровождались выносом различных солей, включая железо. Обильная растительность обусловила образование углей и рассеивание растительного детрита.

5. Соли кальция поступали в бассейн из океанических вод с континентальным стоком и в результате субмаринной разгрузки грунтовых вод; соли железа поставлялись преимущественно реками.

6. Области известнянакопления в исходных илах определялись нами по реликтовым признакам. Они были связаны с ландшафтами открытого мелководья. Образование конкреций аутигенного сидерита приурочено к областям слияния пресных речных и соленых морских вод.

7. Глинистые осадки центральной части бассейна имеют существенно биогенную (нанопланктогенную) природу, сохраняют реликтовую кокколитовую наноструктуру исходного карбонатного вещества.

8. Фоссилизация и накопление биогенных карбонатов не осуществлялись в связи с высокими концентрациями в осадках органического вещества, способствовавшего развитию специфических процессов декарбонатизации в диагенезе, а также протеканию обменных реакций замещения кальцита сидеритом, которые привели к накоплению «псевдотерригенных» отложений с сидеритовыми конкрециями. Возможно, все дисперсные взвеси и растворы были профильтрованы нанопланктоном и образовали слои глин, сохранивших слепки кокколитов, пелеципод, аммонитов и другой фауны.

1. Бассейн волжского века фазы *Dorsoplantes panderi* являлся крупным субмеридиональным проливом с затрудненной циркуляцией вод, периодически соединявшим северные и южные акватории Мирового океана.

2. Бассейн характеризовался нормальной морской соленостью с элементами опреснения в зоне авандельт и осолонения в пределах лагун, малоактивным гидродинамическим режимом вплоть до застойного, с затрудненной аэрацией придонных вод [24, 25]. По представлениям Л.А.Назаркина [26] он может быть назван стагнированным.

3. Органический мир бассейна тем не менее был богат и разнообразен. Обильный планктон служил основой пищевых цепей. Разнообразны бентосные фораминиферы - *Megonovella gemmina*, *Spiroplectantrmina vicinalis*, *Haplophiragmoides volgensis inviolatus*, *Marginulina formosa* и др. (изученные В.И.Барышниковой). Двустворчатые моллюски представлены *Phacoides tischerianus*, *Oxytoma inaeuivalvis*, *Astarte mnevnibeensis*, *Buchia mosquensis*. На мелководье обитали гастроподы *Scurria maeotis*, зарывающиеся скафоподы *Dentalium*, остракоды - *Protocitere objectoruata* и др., в более глубоких участках бассейна - брахиоподы *Rynchonella rouillieri*, *Lingula demissa* и др. К числу хищников относились аммониты *Dorsoplantes panderi*, *Zaraibites Schitiens*, *Zaraibites quenstedti*. К наиболее крупным животным, обитавшим в бассейне, относятся ихтиозавры, плезиозавры: *Strongulokrotaphus irgiensis*, *Liplenrodon rossicus*, *Paraophthalniosaurus* sp.

4. Окружающая материковая и островная суша представляла собой заболоченную озерно-аллювиальную равнину с обильной растительностью. Климат был переходным от гумидного к семиаридному, обуславливая развитие на источниках сноса как механической, так и химической дифференциации вещества.

5. Соли кальция поступали в бассейн из океанических вод и с речным стоком вместе с солями железа и фосфора.

6. Карбонатонакопление имело широкое распространение во всех ландшафтных зонах бассейна за исключением опресненных заливов.

7. Среди генетических типов отложений преобладали биогенные (нанопланктогенные, фораминиферово-нанопланктогенные), глинисто-известковые и глинисто-сапропелевые илы с остатками спорофитных поколений кокколитофорид.

8. Накопление известковых кокколитовых илов совмещалось с терригенным глинонакоплением и биогенным сапропеленакоплением за счет органического вещества кокколитофорид. Процессы карбонатообразования и декарбонатизации находились в неустойчивом равновесии в связи с изменчивостью температурного и солевого режима депозиционных вод.

1. Позднеюрский остаточный бассейн фазы *Virgatites virgatus* представлял собой огромную лагуну, в своей южной части ограниченно сообщающуюся с океаном.

2. Бассейн характеризовался повышенной соленостью вод, неустойчивой, участками активной гидродинамикой, очень малой глубиной (возможно, менее 50 метров), хорошей аэрацией вод [27].

3. В мелеющем бассейне, наряду с кокколитофоридами и бентосными фораминиферами - *Lenticulina ponderosa*, *Maginulina Formosa*, *Flabellammina lidae*, обитала масса остракод - *Protociteres objectornata* и *P. eximia*. Среди двустворчатых моллюсков, иногда образующих банки, многочисленны *Buchia russiensis*, *Astarte voltzi*, *Exogyra nand*. Брахиоподы были представлены *Terebratula helmenseri*, *Leilleria bullata* и др. Поскольку грунты были твердыми, в органическом мире преобладали зарывающиеся и прикрепленные формы, в том числе морские лилии. На обширных пространствах бассейна «паслись» гигантские аммониты *Virgatites virgatus*, *V. pussilus*, *V. pallasi*; белемниты *Cilinroteuthis absoluta*, *Lagnibelus magnificus*, *L. volgensis*. Из более крупных морских животных характерны ихтиозавры *Yasykovia kabanovi*.

4. Окружающая суша с холмистыми равнинами и отдельными возвышенностями служила источником крупнопесчаного материала. Аридный климат способствовал сохранению и переносу легкорастворимых продуктов механической дезинтеграции вещества.

5. Источником для образования карбонатных осадков служили взвеси русловых и временных потоков, а также высококонцентрированные растворы грунтовых вод.

6. Карбонатонакопление было связано с палеоландшафтами прибрежного активного мелководья, осолоненных участков лагун, западин дна, отмелей, открытого мелководья.

7. В ряду генетических типов преобладали копрогенно-биогенные глинисто-алевритово-известковые осадки, терригенно-хемогенно-биогенные алевритово-известковые и доломитово-известковые осадки с фрагментами переотложенного ила, битой ракушек и неопределенного шлама. Особым типом карбонатных отложений являются цефалоподовые образования, сложенные остатками крупных раковин аммонитов, определивших название зоны.

8. С карбонатными осадками ассоциировали алеврито-песчаные осадки кварцево-олигомиктового и полимиктового состава с глауконитом и фосфатами в условиях мелководья и авандельт.

1. Туровский бассейн позднего мела располагался в пределах восточного крыла

Воронежской антеклизы и южного крыла Волго-Уральской антеклизы, занимал всю Прикаспийскую впадину. На юге он был отчленен островами и отмелами от шельфовых бассейнов Альпийской области, через которые осуществлялась связь с Мировым океаном. Островная суши располагалась также на северо-западе исследованной территории. На юго-западе и северо-востоке, где туронские отложения не сохранились, нами также предполагается наличие крупных островов. В истории бассейнов Европы в сравнении с предшествующими этапами впервые возникли условия, благоприятные для формирования карбонатных илов, преобразованных впоследствии в белый писчий мел.

2. Бассейн характеризовался нормально-морской соленостью, хорошей аэрацией придонных вод, обусловленной весьма активным гидродинамическим режимом. Вдоль береговые приливно-стоковые донные течения, а также периодические штормы определялись довольно сложной структурой дна бассейна. Определение палеотемператур по изотопному составу кислорода в рострах белемнитов рода *Actinocamax* показывает, что в туронский век температура морских вод составляла 16-22 °C [28, 29]. Чедование на протяжении туронского века более сухих и более влажных периодов, по-видимому, послужило причиной формирования более (мел) и менее (мергель) карбонатных элементов ритма [30].

3. Массовое развитие в бассейне получило известковый планктон и нанопланктон. Обилие спорофитных поколений кокколитофорид с крупными щитками создало основу пищевых цепей. Кальцисфера, крупные фораминыферы - *Gavelitela moniliformis*, *Globotruncana linneiana*, *Gandryna cuepta* и др. служили пищей для *Inoceramus lamarcki*, *I. russensis*, *I. cuvieri*, имевших мощную раковину, видимо, защищавшую их от штормов.

4. На материковой части суши были развиты ландшафты незначительно приподнятых равнин с обильной и разнообразной растительностью. Гумидный климат способствовал глубокой химической переработке вещества пород на источниках сноса с образованием кор выветривания и переносу продуктов дезинтеграции в форме истинных растворов, а также путем динамического перемещения частично дезинтегрированных продуктов.

5. Извлечение солей кальция, поступавших из вод Мирового океана и за счет континентального стока, осуществлялось биогенным путем.

6. Карбонатонакопление протекало в условиях мелководных заливов и лагун, обширных отмелей с западинами дна и на относительно

глубоководном шельфе с нечетко дифференцированными впадинами, депрессиями, грабенами в море окраинного типа. Планктоногенный характер карбонатов позволяет считать в качестве основного карбонатного материала осадков скелеты кокколитофорид, фораминифер, цисты водорослей (кальцисфера). В крайние западные и юго-западные краевые прибрежные и центральные мелководные приостровные участки бассейна, особенно в зоны авандельт, поступал обломочный кальцит и биогенный десквит, что и обусловило относительную грубость туронского мела.

7. Широкий спектр генетических типов карбонатных осадков от мелководных до глубоководных представлен: терригенно-биогенными известковыми осадками, биогенно-детритовыми алевро-пелитовыми осадками с переотложенными фрагментами иноцерамов и наноилов, фораминиферово-нанопланктогенными пелитовыми известковыми и глинисто-известковыми осадками биогенно-планктоногенной группы, западинно-шельфовыми и гемипелагическими типами отложений.

8. Биогенное известнянокопление в зонах распространения авандельт ассоциировало с образованием аутигенного глауконита и площадным распространением фосфатов в виде интракластов, остатков губок, фосфатизированных ядер моллюсков. Локально проявлено кремненакопление. Развитие подводного хемоэлювия в виде панциря «твердого дна» с конденсацией раковин, карбонатно-глауконито-фосфатных конкреций и желваков сопровождалось накоплением песчано-алевро-пелитового материала с переотложенными фрагментами двустворчатых моллюсков (иногда с фосфатизированными ядрами сеноманских видов) и фораминифер смешанного сеноман-туронского комплекса. Базальные известняки и мел с брекчевидной текстурой, возможно, следует рассматривать как физический элювий. В подгрушу биоэлювия следует отнести слои мела и мергеля, объем биотурбаций которых находится в пределах 5-25% от всей породы [30]. С карбонатными породами ассоциировали также типичные обломочные осадки - глауконитово-кварцевые пески, песчано-глинистые алевриты.

1. *Маастрихтский морской бассейн позднего мела* вследствие интенсивного прогибания восточной части Русской плиты распространился до Урала, приобрел расчлененный характер дна, унаследовал от кампанского связь с бореальным бассейном, одновременно сообщаясь с южными акваториями Мирового океана и приближаясь по характеру осадконакопления к субокеаническому.

2. Бассейн имел нормально-морской солевой режим, хорошую аэрацию вод на мелководье и ограниченную - в придонной части впадин. Гидродинамика изменялась от умеренной до малоактивной. Многочисленные измерения температуры вод методом изотопной палеотермометрии по рострам белемнитов рода *Belemnella* [31] и по кальциту раковин *Rusnodonte* [29] из различных районов Саратовского Правобережья показывают, что в маастрихтском бассейне по сравнению с туронским и кампанским температура морских вод стала заметно ниже, изменяясь в пределах 10.1-17.6 °C.

3. Органический мир бассейна по сравнению с туронским несколько иной. Судя по преобладанию гаметофитных поколений кокколитофорид, предполагается ухудшение условий обитания биоса. Основными потребителями кокколитово-фораминиферового ила, по-видимому, были морские ежи *Echinocorus ovalis*, *Cunulus* sp., белемниты *Belemnella lanceolata*, *B. americana*, *B. arkchangelkii*, мелкие аммониты *Baculites enorii* и др., двустворчатые моллюски *Oxytoma danica*, *Monticulina intermedia*, *Orbignonia circularis*, брахиоподы *Rinchonella peccatula*, *Carneithyris carpica*. Во впадинах и депрессиях доминировали кремниевые организмы - радиолярии и губки *Plocoscyphia*, *Etheridjea*. К наиболее крупным представителям морской фауны принадлежат мозазавры. В комплексе фораминифер представительны *Brotzenella complanata*, *Bolivinoides draca*, *Bolivina decurens*, *Pseudouvegerina cristata*.

4. Рельеф материковой части суши был выровненным, привнос терригенного материала в бассейн сокращен. В условиях гумидного климата на источниках сноса преобладало химическое выветривание и перенос солей в виде истинных и коллоидных растворов. Периодически золовым путем поступали пелитовые частицы пирокластического материала.

5. Основным источником для образования биогенных карбонатов служили воды Мирового океана, насыщенные солями кальция и др., а также углекислотой в результате активизации подводной и надводной вулканической деятельности.

6. Карбонатонакопление протекало в условиях относительно глубоководного шельфа, впадин, депрессий, грабенов и в меньшей мере связано с открыто-мелководными ландшафтами.

7. Генетические типы карбонатных осадков представлены, в основном, нанопланктогенными и фораминиферово-нанопланктогенными пелитовыми известковыми и глинисто-известковыми разностями. Для депрессионных зон характерно накопление радиоляриево-

фораминиферово-нанопланктогенных известковых и глинистых осадков. В переуглубленных впадинах наблюдалось накопление терригенно-биогенных алевритово-глинисто-известковых осадков, а также копротично-биогенных глинисто-известковых и чисто известковых осадков с признаками повторного перемещения (лавинная седиментация).

8. Биогенные карбонатные осадки ассоциировали с биогенными кремнистыми и терригенными алевритово-глинистыми осадками.

1. *Палеогеновый морской бассейн*, унаследованный от позднемелового, продолжал оставаться окраинной частью шельфа океана Тетис. Он имел субширотное распространение, занимая практически всю южную часть Русской плиты и в виде залива вдаваясь в глубь материка примерно до широты современного г. Ульяновска. Периодически в трансгрессивные этапы осуществлялась связь с резервуаром Мирового океана. Бассейн был мелководным с отдельными углубленными участками и впадинами. Его конфигурация неоднократно изменялась вследствие чередования трансгрессий и регрессий, обусловленных активизацией тектонических движений. Морское дно характеризовалось значительной расчлененностью, что существенно отразилось на распределении и характере осадков [9].

2. Режим бассейна определялся нормально-морской соленостью и хорошей аэрацией придонных вод, тепловодностью, контрастной гидродинамикой: с чередованием участков с сильными волнениями и течениями и тиховодными, что способствовало обильному развитию морской фауны.

3. Органический мир палеогенового бассейна был богат и разнообразен. Однако расселение организмов по акватории бассейна было неравномерным как во времени, так и в пространстве и периодически изменялось то в сторону пышного развития организмов с известковым скелетом, то - с кремниевым [32]. Прибрежные, мелководные участки заселяли обычно известковые бентосные формы моллюсков (*Rusnodonte*, *Ostrea*, *Leda*, *Cardium* и др.), фораминифер (*Anomalina*, *Cibicidids*, *Gyroidina*, *Nummulites*, *Marginulina* и др.), кораллов (*Microbaicia*, *Trochocyathus* и др.), мшанок, остракод (*Cythereidea*, *Pontocypris*, *Loxeoconchia* и др.). В более глубоководных участках получили развитие нанопланктон (*Chiasmolithus*, *Sphenolithus*, *Ericsonia*, *Discoaster*, *Coccolithus* и др.) и планктонные фораминиферы (*Globigerina*, *Globocanusa*, *Gumbelina*, *Acarinina*, *Globorotalia*, *Hantkenina* и др.). В ассоциации с ними встречаются радиолярии (*Heliodiscus*, *Buryella*, *Petalospirus*,

Tryodiscinus и др.), диатомовые водоросли (*Hemiallus*, *Triceratium*, *Trinactria*, *Dictyocha*, *Pycsilla*, *Paralia* и др.). В водах палеогеновых морских бассейнов широкое развитие имели акулы (*Odontaspis*, *Lamna*, *Carcharodon*, *Myliobates*, *Otodus* и др.), химеровые рыбы (рода *Ischydus*).

4. Суша, окружавшая акваторию бассейна, представляла собой низменную равнину с тропическо-субтропической растительностью. Переменно влажный и теплый климат способствовал интенсивному проявлению биогеохимических процессов, обеспечивавших формирование кор выветривания, продукты разрушения которых выносились поверхностными и грунтовыми водами в седиментационный бассейн.

5. Основная масса питательных веществ, необходимых для жизнедеятельности организмов, главным образом, солей кальция, фосфора и др., поступала в бассейн седиментации в трансгрессивные фазы за счет активизации водообмена с резервуаром Мирового океана, подтока глубинных океанических вод в поверхностные слои. Второстепенную роль играл речной сток и, вероятно, периодически проявляемые эндогенные процессы (гидротермы и вулканическая деятельность).

6. Наиболее интенсивное карбонатонакопление протекало в удаленных от побережья относительно глубоководных ландшафтах и в отдельных депрессионных участках.

7. Широко распространеными генетическими типами карбонатных осадков были биогенные (фораминиферово-нанопланктогенные и нанопланктогенные) илы относительного глубоководья. В прибрежных зонах открытого мелководья отлагались биоморфные осадки («банки» нуммулитовых, пелециподовых, гастроподовых ракушняков) и терригенно-биогенные известковые осадки. Депрессионные участки характеризовались преимущественно смешанным терригенно-биогенным кремнисто-глинисто-известковым осадконакоплением.

8. Карбонатные отложения палеогена ассоциировали в бассейнах с терригенными и чисто кремнистыми образованиями, что было связано с периодическим изменением продуктивности организмов с кремниевой и известковой функцией и с различным соотношением абсолютных масс терригенного и карбонатного материала.

1. **Миоценовый морской бассейн** был унаследован от позднеолигоценового. Его шельфовая часть располагалась на юго-востоке Русской плиты. Береговая линия проходила

несколько севернее г. Астрахани и далее распространялась за р. Урал, южнее озера Индер, заливом вдаваясь в глубь суши почти до широты р. Илек. Ограниченнная связь со Средиземным морем в среднем и позднем миоцене утратилась.

2. Гидрохимический режим бассейна не оставался постоянным: соленость изменялась от нормальной морской в раннем миоцене до солоновато-водной и опресненной в среднем и позднем миоцене [33]. Она составляла 15-20 ‰ в раннем и 5-8 ‰ в позднем сармате, от 13-14 до 10 ‰ в мэотисе. Температура вод колебалась от 2 до 26 °C в раннем и среднем миоцене и от -5 до +14 °C в позднем миоцене [9, 10, 14, 34]. Изменялась и гидродинамика водной массы: от активной с высокой энергетикой в прибрежной и мелководной зонах шельфа до слабо-подвижной с низким энергетическим уровнем в глубоководных участках.

3. В бассейне обитала разнообразная фауна морских, солоновато-водных и пресноводных моллюсков (пелеципод и гастропод), остракод и фораминиферы. Наибольшее развитие среди моллюсков получили пелециподы родов *Leda*, *Nucula*, *Cardium*, *Mactra*, *Congeria* и др. Остракоды представлены, в основном, родами *Leptocythere*, *Loxoconcha*, а фораминиферы - *Nonion*, *Neobulina*, *Miliolina*.

4. С запада и востока бассейн оконтуривался холмистой денудационной равниной, а с севера - низменной аккумулятивной. На суше в условиях теплого и переменно-влажного климата в раннем и среднем миоцене доминировали хвойно-широколиственные леса с участием субтропических вечнозеленых растений. С похолоданием и аридизацией климата в позднем миоцене основным типом ландшафта являлись маревые степи.

5. Климатические условия способствовали интенсивному разрушению пород и выносу в бассейн продуктов выветривания, в том числе карбонатов. Соли кальция поступали также и при проникновении более соленых вод из Средиземного моря.

6. Перевод карбонатов в осадок осуществлялся, в основном, биогенным путем, частично при химическом и механическом осаждении.

7. В прибрежной, мелководной и относительно глубоководной зонах шельфа формировались как известковые ракушняки, так и терригенно-известковые осадки.

8. Ассоциирующими осадками являлись песчано-глинистые и иногда гравийно-галечные образования.

1. **Раннепонтический бассейн** на юго-востоке Русской плиты представлен своей шельфовой частью. Он несколько превосходил по размерам мэотический, являлся изолированным, иногда имел кратковременную ограниченную связь с Черным и Средиземным морями. Северная граница бассейна проходила южнее г. Астрахани и далее простиралась в сторону Мангышлака.

2. Соленость вод была пониженной и значительно отличалась по ионному составу от морской. Она составляла 5-10 ‰ [33]. Температура в раннем понте изменялась от 0 до 23 °С (среднегодовая) [9, 10], а по данным Н.А.Ясманова [14, 34] она составляла от +11 до +22 °С, что свойственно для зон умеренного и субтропического климатов. Неустойчивой была и гидродинамика бассейна: наиболее активная в прибрежной и мелководной зонах и спокойная в относительно глубоководной.

3. Бассейн населяла богатая и разнообразная фауна двустворчатых моллюсков из родов *Prosodacna*, *Congeria*, *Monodacna*, *Limnocardium*, *Pseudocatillus*. Из гастропод получили развитие *Theodoxus*. Остракоды представлены родами *Giprideis*, *Pontoniella*, а фораминиферы родом *Elphidium*.

4. На прилегающих к бассейну возвышенной денудационной и низменной аккумулятивной равнинах произрастали хвойно-широколиственные леса с элементами средиземноморской флоры. В условиях умеренно-теплого и теплого климата шло интенсивное выветривание пород и вынос в бассейн продуктов их разрушения.

5. Основным же источником карбонатного материала являлись организмы с известковой раковиной. Кроме того, соли кальция поступали вместе с морскими водами из Средиземного моря, а также за счет континентального стока.

6. Карбонатонакопление одновременно с накоплением терригенного материала проходило во всех зонах шельфа - прибрежной, мелководной и относительно глубоководной. Вместе с биогенными синседиментационными компонентами накапливались переотложенные.

7. В ходе седиментации были образованы терригенно-известковые осадки - ракушняковые, ракушняково-детритовые, органогенно-глинистые, в ходе диагенеза преобразованные в глинистые мергелевидные известняки, известковые глины, алевролиты и пески.

8. Ассоциирующими осадками являлись кварцево-глауконитовые пески, алевролиты, гидрослюдистые и монтмориллонитовые глины.

1. **Позднеплиоценовый акчагыльский** огромный изолированный полуморской бассейн распространялся своей шельфовой частью на

юго-востоке Русской плиты. Его воды распространялись в субмеридиональном направлении, проникая далеко в глубь суши по долинам рек Волги, Камы, Белой почти до района г. Уфы. В момент максимальной трансгрессии в среднем акчагыле в урдинское время бассейн имел кратковременное сообщение с Черным и Средиземным морями.

2. Гидрохимические условия бассейна были изменчивы. Соленость находилась в пределах 5-9 ‰ (в начале раннего акчагыла), достигала 18-19 ‰ в раннем и среднем акчагыле. В конце позднего акчагыла отмечалось существенное опреснение вод [35-37]. Температура также изменялась во времени и по акватории бассейна. Палеотермические определения [34] по известковым раковинам моллюсков показали следующие температуры: для среднего акчагыла Башкирии +7.5-+9 °С, для юга Европейской России +10-+11 °С и позднего акчагыла Поволжья +11-+13 °С. По климатограммам флористического состава авторами получены температуры для раннего акчагыла Нижнего Поволжья и Прикаспия в 5-6 °С и среднего акчагыла - +10-+11 °С [9, 10]. Неустойчивым был и гидродинамический режим. Наиболее энергетически активными являлись прибрежная и мелководная зоны, менее динамичной и малоподвижной - относительно глубоководная зона шельфа.

3. В бассейне обитала фауна преимущественно солоновато-водных, пресноводных и редких морских эвригалинных моллюсков, остракод и фораминифер. Обедненные сообщества состояли из представителей пелеципод родов *Aktschagylia*, *Cerastoderma* и *Dreissena*, гастропод родов *Clessiniola*, *Valvata*, остракод родов *Cyprideis*, *Leptozythere*, *Loxoconcha* и фораминифер родов *Elphidium*, *Nonion*, *Bolinivina*. Ниболее представительны и разнообразны по видовому составу сообщества двустворчатых моллюсков указанных родов были в среднем акчагыле в урдинское и узенское время среднего акчагыла [36, 37].

4. Бассейн окружала различная по морфологии суша: предгорья и горы Урала на востоке, холмисто-возвышенная денудационная равнина с запада, плато и возвышенности на юго-востоке. На суше широкое распространение имели хвойно-лиственные леса с участием средиземноморской флоры. Умеренно-теплый климат с периодической сменой более теплых и более холодных эпох обусловил в эпохи потепления расцвет фауны и преобладание теплолюбивых форм левантинского типа (обитателей влажных субтропиков), и образование карбонатных осадков.

5. Основным источником карбонатов являлись остатки организмов с известковой раковиной, а также соли кальция, поступавшие при твердом и растворенном стоке с суши и с морскими водами при кратковременном соединении с Черноморским бассейном.

6. Карбонатные осадки формировались во всех зонах шельфа: прибрежной, мелководной, и относительно глубоководной в процессе биогенной, химико-биогенной и терригенной седиментации.

7. Среди генетических типов карбонатных осадков преобладали известковые ракушняковые, пелециподово-гастроподово-остракодовые осадки, органогенно-детритовые и органогенно-детритово-глинистые разности и известковые глины.

8. С известковыми осадками ассоциируются песчано-глинистые, глинистые, иногда гравийно-галечниковые образования.

Для сопоставления характера карбонатонакопления в древних и современных бассейнах приведены результаты исследования осадков Альборанского моря. Изучение материала в различных геоморфологически выраженных районах моря показало очень близкий, почти идентичный состав осадков. Это тонкозернистые карбонатно-глинистые илы, практически не содержащие обломочного материала псаммитовой и крупноалевритовой размерности. Вес фракций с размером зерен более 1 мм не превышает 0.2-1.0 г на 1500 куб. см ила. Она сложена мелкими до 3-5 мм сильно резорбированными обломками раковин двухстворчатых птеропод, моллюсков и их ювенильными формами и реже крупными 1-2 мм раковинами фораминифер. В резко подчиненном количестве присутствуют иглы морских ежей и спикулы губок. Аналогичен приведенному и состав фракции 0.5-1.0 мм. Вес фракции с размером зерен 0.01 до 0.5 мм, освобожденный от карбонатного материала, также очень мал, он колеблется в пределах от 0.05 до 0.3 г на 1500 куб. см осадка. При этом размер и количество терригенного материала почти постоянны в пробах во всех изученных колонках. Некоторые колебания в объеме фракции зависят целиком от присутствия минералов диагенетического происхождения (пирит-марказит и мельниковит).

Тонкодисперсная составляющая изученных проб, являющаяся основным компонентом осадков, представлена пелитоморфным кальцитом и минералами смектитовой группы с

мельчайшими (менее 0.01 мм) остроугольными зернами кварца и в значительно меньшем количестве полевых шпатов. Соотношение содержания кальцита (60-70 %) и глинистых минералов (30-40 %) почти постоянно. Наблюдается лишь некоторая тенденция к снижению количества карбонатной составляющей в центральных наиболее глубоких участках Альборанского моря.

Состав изученных осадков удивительно однороден. Колонки осадков различаются между собой лишь по текстурным особенностям - наличию или отсутствию турбидитных текстур и по цвету. Поверхность осадка и полужидкий карбонатно-глинистый ил до глубины 0.1-0.4 м окрашен в бурые и буровато-серые тона за счет присутствия гидрооксидов железа. С интервала 0.1-0.4 м преобладают серые тона. Постоянно отмечаются 0.1-2.0 мм каверны, заполненные весьма тонкодисперсной полужидкой минеральной массой густо-черного цвета (пирит-марказит, гидротроилит). Интенсивность сульфат-редукции и, следовательно, увеличение количества сульфидов железа в осадке отмечается с интервала 1.8-2.4 м.

Сопоставление современного и позднемезозойско-кайнозойского карбонатонакопления позволяет прийти к выводу о почти полной идентичности этих процессов. Превалирующей формой перевода карбоната в осадок в позднем мезозое и кайнозое Центральной Атлантики и в бассейнах Русской плиты является его биогенное извлечение. Все многообразие конкретных фациально-генетических особенностей контролируется привносом терригенного материала крупными речными водотоками и эоловым переносом продуктов экзогенных процессов с континентов, пеплового материала из зон активной вулканической деятельности, а также подводными течениями.

Хорошим примером являются фации писчего мела. Изучение этих фаций показало их поразительную однотипность, исключая конкретный видовой состав микрофоссилий вне прямой зависимости от глубин бассейнов и возраста, начиная с позднего мела по голоцен включительно.

Построенные модели карбонатонакопления позволяют проследить общие черты эволюции карбонатообразования, заключающиеся в необратимых изменениях вещественных характеристик и систематического состава фаунистических комплексов - от древних отложений к современным.

Библиографический список

1. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Том 1, 2, 3. М.: Наука, 1962.
2. Холодов В.Н. К проблеме эволюции осадочного процесса в истории Земли // Эволюция биосфера. М.: Наука, 1992. С. 32-95.
3. Хворова И.В. Океанический тип седиментогенеза и его специфика (сравнительный анализ седиментогенеза на океанских и континентальных типах. Сообщение 1, 2) // Литол. и полезн. ископ. 1995. № 1, 2. С. 3-15.
4. Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990.
5. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Левитан М.А. и др. История мезозойско-кайнозойской седиментации в Мировом океане // Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. С.407-427.
6. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы осадконакопления в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.
7. Боголюбова Л.И. Органическое вещество в осадочном процессе (на примере торфов, углей и меловых «черных сланцев» Мирового океана) / Дисс. докт. г.-м. наук в форме научного доклада. М.: Наука, 1992. 90 с.
8. Ахлестина Е.Ф., Бондаренко Н.А., Диагас Л.А., Курлаев В.И. О взаимоотношении меловых и палеогеновых отложений в районе ж.-д. ст. Озинки // Вопр. стратигр. палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1987. С. 54-64.
9. Ахлестина Е.Ф., Жидовинов Н.Я. Юго-восток Русской равнины. Палеоген. Неоген // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет. М.: ГЕОС, 1999. С. 54-58.
10. Жидовинов Н.Я., Ахлестина Е.Ф. Ландшафты и климаты кайнозоя юго-востока Европейской части России, как основные элементы биосферы // Проблемы изучения биосферы (Избранные труды Всероссийской научной конференции, посвященной 70-летию выхода в свет «Биосфера» В.И. Вернадского). Саратов: Изд-во ГосУНЦ «Колледж», 1999. С. 148-161.
11. Яночкина З.А., Букина Т.Ф. Об остатках шиповатых микроорганизмов и следах их жизнедеятельности в триасовых отложениях Мангышлака и Устюрта // Стратиграфия и палеонтология триасовых отложений Мангышлака и Устюрта. М.: ВНИГНИ, 1984.
12. Яночкина З.А., Букина Т.Ф., Ахлестина Е.Ф., Жидовинов Н.Я. Карбонатонакопление в палеобассейнах позднего фанерозоя юго-востока Русской платформы // Уч. Зап. геол. ф-та СГУ. Новая серия. Вып. 1. 1997. С. 10-18.
13. Яночкина З.А., Гуцаки В.А., Иванов А.В. и др. Литолого-фаунистические особенности отложений позднего фанерозоя юго-востока Восточно-Европейской платформы // Труды НИИ Геологии СГУ. Новая серия. Том V. Саратов: Изд-во ГосУНЦ «Колледж», 2000. 112 с.
14. Ясаманов Н.А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена юга СССР. М.: Недра, 1978. 224 с.
15. Irvin M.L. General theory of epeiric clear water. Sedimentation // Bull.Am.Ass.Petrol.Geol. 1965. 49. PP. 445-459.
16. Мовшович Е.В. Палеогеография и палеотектоника Нижнего Поволжья в пермском и триасовом периодах. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1977.
17. Миних М.Г. Триасовые двоякодышащие рыбы востока Европейской части СССР. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1977.
18. Липатова В.В., Лопато А.Ю. Триасовые листоногие ракообразные Евразии и их стратиграфическое значение. М.: ГЕОС, 2000.
19. Липатова В.В. Палеогеография и история развития Прикаспийской впадины в триасовый период // Новые материалы по истории развития и нефтегазоносности Прикаспийской впадины. Тр. ВНИГНИ. Вып. 101. М., 1970. С. 97-113.
20. Липатова В.В., Яночкина З.А., Смирнова Л.П. Условия осадконакопления в оленекский век. Стратотипический разрез баскунчакской серии Нижнего триаса горы Б. Богдо. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1972. С. 97-105.
21. Очев В.Г. и др. Триас среднего и нижнего Поволжья. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, ВИНТИ. 1986. № 3930.
22. Гудошников В.В., Гуцаки В.А. Геологическая история Урала в мезозое и кайнозое // Вопр. геологии Южн. Урала и Поволжья. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1970. Вып.7. С. 153-154.
23. Букина Т.Ф., Яночкина З.А., Суетнова Н.А. Наноструктуры как показатели диагенетических процессов в горючих сланцах Волжского бассейна // Геохимия, минералогия, литология черных сланцев. Тез. докл. ВМО. Сыктывкар, 1987. С. 128-129.
24. Букина Т.Ф. Седиментогенез и ранний литогенез верхнеюрских сланценосных отложений центральной части Волжского бассейна // Автореф. дисс. канд. г.-м. наук. М., 1988. 24 с.
25. Кулева Г.В., Барышникова В.И., Яночкина З.А., Букина Т.Ф., Троцкая Е.А. Изучение тафономических особенностей орнитокомплексов отдельных литотипов пород на примере юрской сланценосной толщи Заволжья и Общего Сырта // Теория и опыт тафономии. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1989. С. 92-107.
26. Назаркин Л.А. Влияние темпа седиментации и эрозионных срезов на нефтегазоносность осадочных бассейнов. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1979. 336 с.
27. Сazonova И.Г., Сazonov Н.Т. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время. М.: Недра, 1967. 259 с.
28. Мозговой В.В. Биометрический анализ кампанских и маастрихтских белемнителлид юго-востока Русской платформы // Автореф. дисс. канд. г.-м. наук. Саратов, 1969. 22 с.
29. Найдин Д.П., Тейс Р.В., Чупахин М.С. Определение климатических условий некоторых районов СССР в верхнемеловой период методом изотопной палеотермометрии // Геохимия. 1956. № 8.
30. Габдуллин Р.Р. Ритмичность верхнемеловых отложений Русской плиты, СЗ Кавказа и ЮЗ Крыма (строение, классификация, модели формирования) // Автореф. дисс. канд. г.-м. наук. Москва, 2000. 23 с.
31. Бондаренко Н.А. Стратиграфия и условия седиментации сантонских, кампанских и маастрихтских отложений Правобережья Нижнего Поволжья // Автореф. дисс. канд. г.-м. наук. Саратов, 1991. 24 с.
32. Шуменко С.И. Роль организмов в карбонатокремненакоплении // Роль биогеохимических исследований в расширении минерально-сырьевой базы СССР. Л.: Наука, 1986. С. 24-28.
33. Ильина Л.Б., Невесская Л.А., Парамонова Н.П. Закономерности развития моллюсков в опресненных бассейнах неогена Евразии (поздний миоцен-ранний плиоцен). М.: Наука, 1976. 288 с.
34. Ясаманов Н.А. Температурные условия поздне-неогеновых пресноводных бассейнов Европейской части СССР // ДАН СССР. 1982. № 4. С. 958-960.
35. Ализаде К.А. Акчагыльский ярус Азербайджана. Баку: Изд-во АН АзССР, 1954. 344 с.
36. Жидовинов Н.Я., Федкович З.Н. Акчагыльские и ашхеронские моллюски Прикаспия, Саратовского и Куйбышевского Заволжья и Оренбургского Приуралья. Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1972. 145 с.
37. Невесская Л.А., Гончарова И.А., Ильина Л.Б. и др. История неогеновых моллюсков Паратетиса. М.: Наука, 1986. 208 с.