

11. Косарева Е.Г. Палеоэкология строматопорат //Организм и среда в геологическом прошлом. – Новосибирск: Наука, 1977. – С.65-69.
12. Новые данные о распространении рифогенных формаций Волгоградского Поволжья, классификация рифов и вопросы методики их поисков /А.А. Новиков, А.С. Саблин, В.М. Махонин и др. //Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. – 1998. – № 6. – С.2-9.
13. Ископаемые рифы и методика их изучения //Труды III-й палеоэколого-литологической сессии АН СССР (Уральский филиал). – Свердловск, 1968. – 250 с.
14. Современные и ископаемые рифы. Термины и определения: Справочник. – М.: Недра, 1990. – 182 с.
15. Даньшина Н.В., Роггелин И.Ю. Опыт изучения рифовых сообществ организмов в комплексе с результатами геолого-геофизических исследований на примере ливенских отложений Голубовско-Бурлукской зоны //Проблемы освоения нефтегазовых месторождений Нижнего Поволжья: Сборник статей. – Волгоград, 2000. – Вып.57. – С.26-32.
16. Алешин В.М., Даньшина Н.В., Климова Л.А. Строение Ключевской органогенной постройки Волгоградского Поволжья //Известия АН СССР. Сер. Геол. – 1983. – № 8. – С.70-75.
17. Селли Р.Ч. Древние обстановки осадконакопления. – М.: Недра, 1989. – 294 с.
18. Максимова С.В. Очерки по прикладной палеоэкологии. – М.: Наука, 1984. – 91 с.
19. Багринцева К.И. Условия формирования и свойства карбонатных коллекторов нефти и газа. – М.: Москва, 1999. – 282 с.

УДК [553.061.14:551.761/762] (470-925.22 + 574-925.22)

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОВ КАК ИНДИКАТОРЫ ОБСТАНОВОК В БАССЕЙНАХ ТРИАСА И ЮРЫ ПРИКАСПИЙСКОГО РЕГИОНА

© 2013 г. **Т.Ф. Букина**

Саратовский госуниверситет (Отделение геологии НИИ ЕН)

Нами предлагается использование микро-наноструктурного анализа тонкодисперсных образований как дополнение к методике фациально-генетических исследований на примере изучения отложений триаса и юры. Опираясь на теоретические работы П.П. Тимофеева (1967-2006), геологи установили, что реконструкция основных генетических признаков осадков позволяет устанавливать их происхождение и палеогеографические обстановки бассейнов седиментации. К признакам генетических типов осадков относятся: тип осадка (терригенный, биогенный, хемогенный, вулканический, магматогенный и гидрогенный), чередование различных типов осадков, окраска пер-

вичная (сингенная) и приобретенная за счет осадков области сноса и ряд других, в том числе состав фауны [1].

Согласно приведенным признакам в наших комплексах, как в триасе, так и в юре, присутствуют разнообразные генетические типы отложений, среди которых на территории юго-востока Русской плиты преобладают осадочные типы. На территории Мангышлака и Устюрта в триасе развиты осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы, на территории Западной Сибири – вулканогенные, магматические и вулканогенно-осадочные комплексы. В юре в пределах всех перечисленных территорий преобладают осадочные, в том числе морские комплексы.

Недостаточно изученными обычно оставались породы, содержащие или состоящие из тонкодисперсных компонентов.

Разработка методики исследования тонкодисперсных образований поздней юры проводилась в ходе изучения сланценосной толщи Волжского бассейна фазы *Dorsoplantites panderi*, целиком сложенной дисперсными компонентами, под руководством П.П. Тимофеева [2]. Для определения их фациальной принадлежности оказалось недостаточно обычных полевых наблюдений. Усовершенствованная методика опробования разрезов обеспечила экспрессное предварительное определение породообразующих компонентов. Наряду с послойным описанием обнажений и керна скважин одновременно было проведено микроскопическое полевое исследование всех разностей пород. Шаг опробования не превышал 0,5 м, а в пластах горючих сланцев – 0,2-0,1 м. Небольшие пробы-протолочки изучались в иммерсионных жидкостях с помощью микроскопа МИН-8 при увеличении 100-300 раз. Были выделены участки керна с разнородной дисперсной структурой, с различным содержанием коллоальгинита и другими отличительными признаками. Из них через 1-2 м и из каждой разности в опорных разрезах были отобраны пробы весом до 1 кг и намечены пути их комплексного исследования. Перечень и специфические способы исследования отражены в работе [2] и в ряде более поздних публикаций. Основное внимание уделялось расшифровке генетических особенностей осадков. В обычных, полукоткрытых и двоякополированных шлифах, изготовленных в параллельных и перпендикулярных направлениях по отношению к слоистости, на поляризационном микроскопе марки ПОЛАМ-Л 211 в проходящем и отраженном свете определялось количество и взаимоотношения главных породообразующих компонентов, ориентировка и распределение дисперсных частиц, особенно

кокколитов, их пространственные связи с альгинитом, с углефицированными растительными остатками (УРО), с глинистым веществом, с новообразованными кристаллами карбонатов.

Для таких целей разрешения световых микроскопов было недостаточно, и были применены электронные микроскопы, позволявшие определять более тонкое строение вещества, морфологию и расположение частиц, характер преобразований. Исследования дисперсных компонентов в препаратах, изготовленных из тех же образцов, что и шлифы, квалифицированы нами как микро-наноструктурные, а выявленные при этом особенности пород – наноструктурой (НС), отражающей степень их сходства или различия. По существу этой теме посвящена предлагаемая статья. Начало исследований было положено в 1980 году [3].

Изучение микро- и наноструктур осуществлялось с помощью просвечивающих электронных микроскопов марки TESLA BS-242 E и TESLA BS-500. Препаратами для исследований служили двухступенчатые полистиролово-угольно-платиновые реплики с естественных сколов образцов. Оптимальными оказались ступенчатые сколы под углом 30-45°, одновременно изучалось распределение частиц как в параллельной, так и в перпендикулярной плоскости по отношению к естественной слоистости. Изучение ненарушенных наноструктур проводилось на сканирующих электронных микроскопах MSM-5 и MSM-9. Эти микроскопы являются растровыми (РЭМ).

Для просмотра на РЭМ подбирались образцы пород со свежим сколом из скважин. В обнажениях компоненты горючих сланцев подвергаются гипергенным изменениям за счет окисления ОВ, растворения сульфидов с образованием агрессивной серной кислоты, уничтожающей на стадии гипергенеза исходные структурные признаки. Анализируемые препараты готовились под

углом к слоистости по методике Г.С. Грицаенко, Б.Б. Звягина и других [4]. Наиболее удобными для изучения НС оказались увеличения в диапазоне от 2 до 120 тысяч раз. При выборе объектов, их общей мезоструктуры было достаточно увеличения в 2000 раз, а для выявления внутренних особенностей дисперсных частиц – кокколитофов, хлопьев ОВ, глинистых минералов, применялись увеличения до 10-40 тысяч раз и более. При условии дополнительного увеличения фотографическим путем достигались увеличения в 240 тысяч раз. В демонстрационных снимках величина микронных объектов достигает 10-15 сантиметров, что отвечает увеличению в 100-150 тысяч раз. В настоящее время появилась возможность дополнительного компьютерного увеличения объектов и их фиксации при распечатке фотографий на принтере. В результате исследований на микроскопе TESLA – BS-500 были получены изображения остатков клеток, размером менее 1 микрометра с отчетливым строением, что допускает именовать предложенную методику исследования микро-наноструктурным анализом. Появление туннельных микроскопов позволяет надеяться на дальнейшее совершенствование метода. Туннельные микроскопы помогли Д.П. Григорьеву доказать существование промежуточных видов минералов – пироболов и амфиксенов, в которых кристаллическая решетка определяется смешанными "мотивами" с преобладанием структур пироксена в слабоизмененных эффузивах основного состава и структур амфибола в амфиболизированных пироксенах зеленокаменно перерожденных эффузивов. На туннельном электронном микроскопе достигается увеличение от 500 тысяч до 100 миллионов раз [5]. Однако "смотреть – это еще не значит видеть", говорит Дмитрий Павлович.

Объем и качественный состав полученных материалов оказался приемлемым для осуществления литолого-фациального ана-

лиза по методике, разработанной П.П. Тимофеевым (1967, 1968, 1969, 1970; 1972, 1975). Особенно полезной явилась информация о микро- и наноструктурах, о количестве скелетных элементов кокколитофорид и степени их сохранности [2, 7]. Изучение главных породообразующих компонентов сланценосных образований стало основой фациально-генетической расшифровки условий осадконакопления и раннего диагенеза. Генетические типы сапропелевых осадков сланценосной толщи Волжского бассейна формировались в процессе накопления тонкодисперсных компонентов различного происхождения. Каково же их значение в качестве индикаторов обстановок седиментации в бассейнах в комплексе с данными по фауне?

Основные седиментогенные компоненты пород верхнеюрской сланценосной толщи Волжского бассейна следующие. Каждый генетический тип сапропелевого или сопряженного с ним осадка представляет собой сочетание биогенных и абиогенных составляющих. Целесообразно в первую очередь охарактеризовать их морфологию и природу. Наиболее четкие представления о составе тонкодисперсных образований были получены в ходе изучения сланценосной толщи верхней юры на территории Перелюбского, Коцебинского и Чаганского месторождений горючих сланцев Волжского бассейна. Нами впервые установлена в составе сланценосных образований зоны *Dorsoplanites panderi* ведущая роль минеральных и органических остатков кокколитофорид (ККФ) – кокколитофов (КК), коккосфер (ККСФ) и их фрагментов [2, 3, 8].

Кокколиты – скелетные элементы коккосфер, имеют размер от 1 до 10, редко до 15 микрометров, в среднем – 3-4 микрометра (рис.1). Их видовая принадлежность для сланценосной толщи рассмотрена С.А. Люльевой и С.И. Жмуром [9]. В истонченных участках шлифов они диагнос-

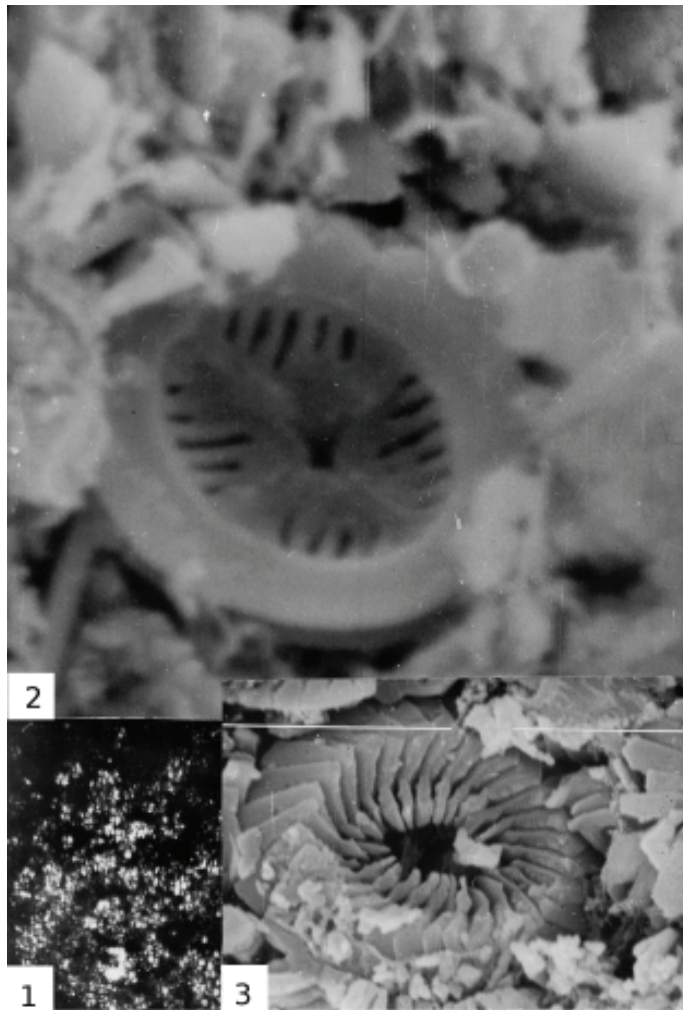


Рис.1. Известковые кокколиты хорошей сохранности

1 – поляризационная картина скоплений кокколитов ПОЛАМ Р-211, ув. 150, поляроиды +.; 2, 3 – вид известковых кокколитов под электронным микроскопом, РЭМ, ув. 15000

тируются по характерной лучистой картине интерференции (рис.1-1), иногда ошибочно именуется сферолитами. Но крестообразное угасание кокколитов наблюдается только в одной плоскости. Во всех типах пород были встречены мелкие ажурные разновидности КК, крупные разнообразные гетерокколиты (плаколиты, рабдолиты, зиголиты, рис.1-2). Многочисленны плаколиты с центральным перфорационным отверстием (рис.1-3). Комплексными исследованиями установлена их неоднородность. По совокупности петрографических, химических,

электронно-микроскопических и рентгеноструктурных исследований выявлены обычные кальцитовые формы, формы, сложенные глинистыми минералами, и известково-глинистые разновидности. Диагенетическое окремнение кокколитов, рассмотренное С.Н. Голубевым [10], развито в исследуемой толще незначительно.

Кальцитовые КК, по-видимому, являются индикаторами седиментации в условиях морских бассейнов с нормальной соленостью (ок. 35 промилей). В шлифах отличаются более яркой перламутровой интерференционной окраской, на снимках РЭМ имеют четкую форму и светлую окраску, связанную с низкой электронной плотностью кальцита, для электронов на просвет непроницаемы и на снимках ПЭМ имеют вид черных пятен. На дифрактограммах фиксируется ярко выраженный рефлекс кальцита в области $3,02 \text{ \AA}$. Они не утратили исходного состава. В слоях с известковыми КК, как правило, обильны остатки стеногалинных групп фауны – морские ежи, аммониты, белемниты и другие, что соответствует солености бассейна выше 17 промилей современного Чёрного моря, где морские ежи не обитают. В этих условиях

биоразнообразие снижено. Такая соленость слишком мала для большинства морских организмов.

Как в позднеюрских, так и в ранне-среднетриасовых отложениях встречаются остатки ККСФ хорошей сохранности. Их известковый состав сомнений не вызывает. Однако наличие раковин аммонитов в отложениях раннего триаса указывает на обстановку седиментации, близкие к нормально-морским. А бассейн среднего триаса отличался неустойчивой соленостью с тенденцией ее повышения, определяемой по

замещению КК ромбоэдрами доломита и по резкому снижению биоразнообразия. С некоторого предела осолонения бассейн совершенно лишается макрофауны, по мнению Н.М. Страхова [11] с уровня 50-55 промилль. А в водоемах с соленостью до 250 промилль можно встретить хорошо сохранившихся ракообразных типа остракод, как это и имеет место в отложениях среднего триаса [12].

Следует заметить, что некоторые виды ККФ в голоценовых осадках западной части Средиземного моря с соленостью, близкой к нормальной, обильны, но практически исчезают в восточной части, где соленость достигает 39 промилль. Оптимальны для обитания ККФ температурные условия тропической и субтропической зон. К числу относительно холодноводных видов отнесен *Coccolithus pelagicus* [13].

Кокколиты, сложенные глинистыми минералами (или "слепки" * КК 1), – индикаторы опресненных морских бассейнов (рис.2). Они совершенно не различимы в шлифах, имеют низкую серую интерференционную окраску, легче диагностируются в протолочках с помощью иммерсионных жидкостей, где определяются по округло-уплощенной форме почти изотропных частиц. Удивительно, что даже в этом случае сохраняются следы их лучистого угасания.

На снимках РЭМ такие кокколиты имеют сглаженные и неправильные очертания со следами растворения, более темную окраску, на просвет полупрозрачны или имеют вид агрегатных скоплений тонких глинистых частиц разного состава. На многих дифрактограммах исчезает рефлекс в области 3,02 Å. Более выражены рефлексы гидрослюды, хлорита, монтмориллонита и каолинита. Химическими анализами подтверждается низкое содержание окиси кальция. Исследование образцов с такими КК,

сложенными глинистыми минералами на установке "ЛИНК-систем", показало, что следы кальцита в них сохраняются только вокруг перфорационного отверстия. Почему так? Вероятно, в этой области кокколита имеется какая-то защитная органическая пленка, не позволяющая в ходе диагенеза достигать полной декарбонатизации вещества, а исходный состав генетически обусловлен образованием известкового скелета ККФ. Начинаясь рост скелета нанопланктона с образования кальцита на матрице будущих кокколитов, как это показал С.Н. Голубев [10], но недостаток кальция и избыток углекислоты в зонах опреснения морского бассейна не позволяли сформировать водорослям полноценные известковые коккосферы. Эту ситуацию в свое время комментировала А.А. Чигуряева, наш главный специалист по систематике растений: "Когда нет подходящего питания – будешь есть что придется".

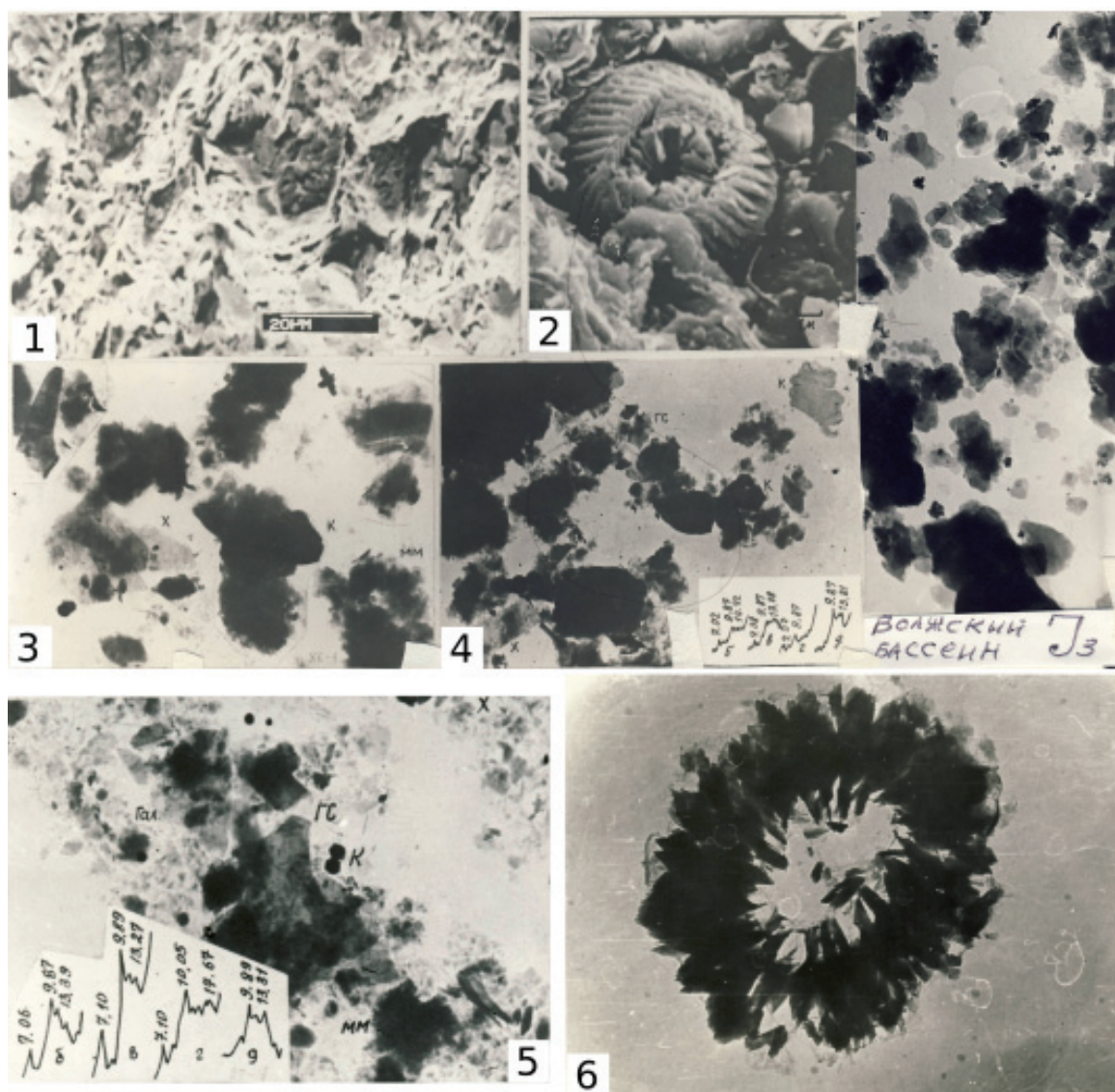
Кокколиты смешанного состава являются индикаторами обстановок раннего диагенеза в условиях высоких концентраций ОВ в осадках слабо опресненных заливов морского бассейна. Они характеризуются пониженным (по сравнению с кальцитовыми формами) двупреломлением, серо-желтыми тонами интерференционной окраски, широко распространены в породах сланценой толщи. На снимках РЭМ имеют слегка сглаженные очертания, на просвет в них различается "дорастание" кальцитовых пластинок прозрачными для электронов ромбоэдрическими кристаллами хлорита. На дифрактограммах рефлекс кальцита выражен слабее, отчетливы рефлексы глинистых минералов. Исследование декарбонатизированных кокколитов юры, триаса и отложений другого возраста позволяет выявлять обстановки опреснения в морских бассейнах. Имеются несколько видов бесскелет-

* – псевдоморфозы глинистого вещества по кокколитам

ных ККФ, обитающих в пресных водоемах, однако эти формы в ископаемом состоянии не сохраняются.

Существенное значение в составе межсланцевых глин имеют остатки фораминифер. Встречаются тонкостенные и довольно массивные гладкие и скульптурированные известковые раковины, остатки агглютинирующих форм, выполненные тонкоалевритовыми частичками (кварца, полевых шпатов, хлорита, обломков кремнистых пород и

др.). Размеры раковин изменяются в широких пределах от 0,1 до 1 мм, сохранность различная, видовой состав очень разнообразен, подробно рассмотрен Л.Г. Дайн, К.И. Кузнецовой, В.И. Барышниковой. По составу руководящих форм сланценосная толща разделена на "слои с фораминиферами" [14]. Представляется объяснимым преобладание фораминифер с известковыми раковинами в слоях, осаждавшихся в условиях нормального морского бассейна. Фор-



**Рис.2. Наноструктуры декарбонатизированных глин сланценосной толщи
Волжский бассейн. Верхняя юра**

1-3 – РЭМ, ув. 2000-5000; 4-5 – электронные снимки фракции менее 0,001 мм, ПЭМ, ув. 10000-18000; 6 – псевдоморфоза глинистых частиц по кокколиту, ув. 18000

мы агглютинирующие, как правило, сконцентрированы в слоях с признаками опреснения бассейна и ассоциируют с остатками ККФ, сложенных глинистыми частицами.

Минеральные остатки макрофауны представлены полурасстворенными карбонатными раковинами гастропод, двусторчатых моллюсков, аммонитов, белемнитов, морских ежей и лилий, морских звезд. Иногда они образуют скопления в сланцах и глинах. Нередки находки фосфатизированных костных остатков рыб и рептилий, в том числе ихтиозавров. Однако скелеты этих организмов могут рассматриваться только как включения.

Вещество, отторгнутое от водорослей, сапро-коллинит, имеет вид хлопьев, но на снимках РЭМ, при увеличениях более 5000 раз, в них различаются отдельные деформированные "лепестки" размером 3 микрометра и менее. Альгинит и сапро-коллинит совместно или отдельно образуют тонкие мелкие либо выпуклые более крупные микролинзы толщиной до 0,2 мм и длиной до 0,5 мм. Относительная однородность органического вещества Волжских горючих сланцев и вмещающих пород подтверждается данными ИКС и рентгеноструктурного анализа керогена [15]. Максимум в области 4,8-4,9 ангстрем свидетельствует о преобладании в составе ОВ исходных сапропелевых компонентов с алифатической структурой. Пик в области 3,8-3,5 ангстрем, отвечающий ароматическим структурам, выражен слабо и указывает на низкое содержание фрагментов высших растений, гуминовых веществ различного происхождения, связанное с удаленностью береговой линии. Низкая степень метаморфизма ОВ (коэффициент ароматичности = 0-0,5) является признаком относительной глубоководности морского бассейна.

Помимо альгинита и сапро-коллинита при петрографических исследованиях в сланцах иногда выявляются не люминесци-

рующие красноватые и бурые микролинзы ОВ. Устанавливается пространственная связь альгинита и так называемого псевдовитринита (pvt). Половина микролинзы может быть светлой, желтой, а другая половина – бурой или красной. Побурение альгинита вдоль секущих слоистость трещин свидетельствует о его видоизменении, а именно – окислении. Такое вещество правильнее называть оксиальгинитом или оксиколлоальгинитом. Это вещество целиком слагает сланцы в зонах современного или палеовыветривания, образовано в результате обмеления бассейна на его периферии и в конце фазы пандери.

Признаки осолонения морского бассейна более уверенно фиксируются при изучении осадков среднего триаса. На территории Прикаспийского бассейна среднетриасовые отложения представлены морскими солоноватоводными терригенно-карбонатными комплексами пород. Осадконакопление связано с погружением Прикаспийской впадины и широкой трансгрессией морского бассейна из области Тетис. Наибольшее прогибание было сосредоточено на юго-западе; на западе и северо-западе береговая зона ограничивалась бортовым уступом. Мощность морского среднетриасового комплекса на изученной территории колеблется от 200 до 480 м, нарастая от бортового уступа к центральной части.

Эльтонский горизонт среднего триаса сложен глинами, известняками, мергелями, реже песчаниками. Глины зеленовато-серые, темно-серые, в нижней части с красно-бурыми прослоями, песчанистые, известковистые. Известняки серые, темно-серые, реже коричневые, глинистые, пелитоморфные. Индерский горизонт знаменует собой новый седиментационный цикл. В его основании на большей части территории Прикаспийской впадины прослеживаются терригенные породы, которые вверх по разрезу сменяются известняками и доломитами

[12]. Глинистая пачка сменяется *известняковой*. Известняки, слагающие эту пачку, темно-серые и серые, глинистые и органо-генно-обломочные, остракодовые, пелелиподовые, пелитоморфные с неясно выраженной слоистостью. Слоистость обусловлена наличием тонких прослоев темно-серых или зеленовато-серых глин. По плоскостям наслоения встречается чешуя рыб, вкрапления пирита, обуглившиеся растительные остатки. Вышележащий мастексайский горизонт сложен терригенными породами, окрашенными преимущественно в серые тона [12, 16]. Обширный морской бассейн среднетриасового времени был мелководным, со спокойным гидродинамическим режимом и различной минерализацией вод по акватории [17]. Это благоприятствовало формированию фаций глинисто-карбонатных осадков заливов и лагун малоподвижного мелководья, представленных неравномерно переслаивающимися известняками и глинами.

Известняки серые, светло-серые, почти белые или голубоватые, зеленовато-серые, реже сиреневато- и красно-бурые, глинистые, обычно доломитизированные, что отражает образование полуизолированных лагун с повышенной соленостью депозиционных вод. Органические остатки присутствуют в виде раковинного детрита, остракод, спикул губок, зубов и чешуек рыб. Ни аммониты, ни морские ежи здесь не встречаются. Обстановки не благоприятны для расселения типичных морских сообществ организмов. Глины коричневатобурые, прослоями серые, песчано-алевритистые, известково-доломитовые, слоистые или комковатые. По составу гидрослюдистые с примесью хлорита либо ГС-монтмориллонитовые. Их накопление, по-видимому, отвечает формированию опресненных заливов.

Слабая циркуляция вод приводила к возникновению в лагунах восстановитель-

ной среды. Характерны высокие содержания $S_{орг}$ (2-3 %), обилие УРО с вкраплениями пирита. В отдельных участках формировались фации песчано-алеврито-доломитовых осадков осолоняющихся лагун. На северо-западе они представлены доломитами светло-серыми, серыми с голубоватым оттенком, плотными, трещиноватыми, с редкими скоплениями обломков раковин. Терригенного материала в них содержится 15-20 %. Он представлен угловатыми зернами кварца, полевых шпатов, обломков кремнистых пород и ангидритов. Отсутствие дальнепринесенного материала, а также наличие в обломках ангидрита свидетельствует о размыве сводов соляно-купольных структур.

Наши исследования выявили плотные кокколитоидные наноструктуры в доломитизированных известняках и доломитах Бугринской, Гмелинской, Светлоярской, Эльтонской, Батыр-Молинской и других площадей. Микро-наноструктурный анализ показал, что первыми потребителями кокколитофорид в среднетриасовом бассейне являлись остракоды. Их створки видны на снимках ПЭМ. Остатки кокколитоидов обрастали микрокристаллами доломита (рис.3). В центральных районах (Арал-Сор) глинистые тонкозернистые доломиты светло-серых и желтоватых оттенков с редкими органическими остатками являлись на стадии осадка доломитизированными кокколитоидными илами. Фации алевро-глинисто-карбонатных осадков, удаленных от побережья частей мелководного морского бассейна, формировались в условиях открытого моря и отличаются достаточно хорошей выдержанностью по простиранию. Слагая обычно середину трансгрессивных циклов, они представлены алевро-глинистыми породами с прослоями известняков с плотными КК НС.

Алевритистые и алевритовые известняки сложены пелитоморфным кальцитом с

примесью терригенного материала от 5 до 30 %, состав которого аналогичен таковому песчаных разностей. Фация органогенных известковых осадков наиболее удаленных от берега участков мелководного морского бассейна представлена несколькими генетическими типами известняков. Наибольшим распространением пользуются пелециподовые известняки. Это плотные светло-серые и серые породы, сложенные раковинами пелеципод, внутренняя часть которых заполнена глинистым материалом с реликтами кокколитов, сцементированных пелитоморфным и микрозернистым кальцитом или глинисто-карбонатным веществом.

Остракодовые известняки светло-серые, на 70 % состоят из обломков и целых раковин остракод с обломками створок пелеципод, выполненных микрозернистым кальцитом, КК с включениями пирита. Среди остракод описаны *Pulviella aralsorica Schl.*, *Glorianella culta Star.*, *G. inderica Schl.* Среди двустворок – *Mutilus eduliformis*, *Pleuromya pulchra* и др. Комплекс органических остатков отвечает индерскому горизонту [12].

Встречаются также органогенно-детритовые известняки. Существенной частью их (40 %) являются обломки пелеципод, остракод, гастропод, косточки рыб. Органические остатки погружены в глинисто-карбонатную массу, которая содержит остатки ККФ. Примесь терригенного материала, обычно алевритовой размерности, составляет всего 1-2 %. Определенную роль играли кокколито-во-остракодовые известняки, содержащие обломки раковин различных организмов. В условиях нормализации солености эпиконтинентального морского бассейна обрастания кокколитов микрокристаллами доломита не наблюдалось.

Существование условий осолонения, благоприятных для широкого развития процессов карбонатакопления, и меньшая площадь распространения терригенной се-

диментации в бассейне среднетриасового времени дополняются данными о широком образовании тонкозернистых доломитов по известковым осадкам. Сначала КК служили затравками для формирования микрокристаллов доломита и уже на стадии диагенеза объединялись в более крупные агрегаты с образованием монокристаллических крупнозернистых структур.

Снижение содержания терригенного материала в среднем триасе связано в целом с общей пенеппенизацией западных и восточных областей сноса. Положительные движения в конце среднего триаса привели к распаду обширного внутриматерикового морского бассейна. Седиментация в познетриасовое время протекала в основном в условиях аллювиально-озерно-болотных фаций, и КК НС их осадкам не свойственна.

Морские бассейны фазы пандери поздней юры и триасового времени совершенно различны, но фиксированные в осадках микро- и наноструктуры позволяют судить о их солености. Сохранность скелетных элементов ККФ в осадках, наиболее узнаваемых и чувствительных к изменениям среды компонентов, оказывается весьма удобным критерием для определения нормальной, низкой и высокой солености депозиционных вод.

Наблюдения такого рода сначала проводились нами в ходе исследования осадков сланценосной толщи фазы пандери, были более детальными, поэтому важна сама идея применения такого рода исследований при изучении морских бассейнов фанерозоя. По данным С.Н. Голубева [10], развитие ККФ имело место и в кембрии. В настоящее время нанопланктон составляет значительную долю осадков морей и океанов и может служить индикатором изменения среды как в отдельных фациальных обстановках одного бассейна, так и во времени.

Перспективным является изучение наноструктур таких осадков. Высокорастворяю-

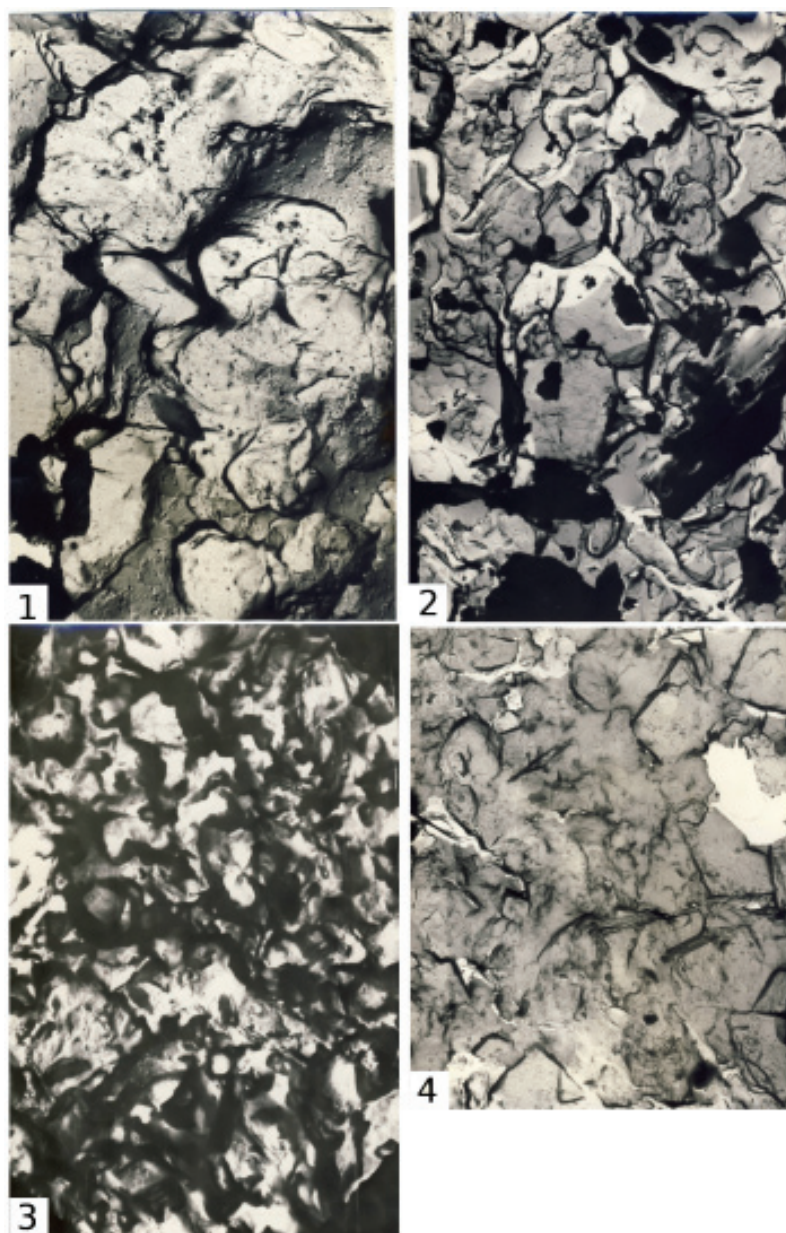


Рис.3. Микро-наноструктуры доломитов среднего триаса

1 – плотная КК НС доломитов Эльтонской площади, ПЭМ, ув. 11000; 2 – плотная КК НС доломитов Батыр-Молинская площади, ПЭМ, ув. 6000; 3 – плотная КК НС доломитов Бугринской площади, ПЭМ, ув. 6000; 4 – плотная КК НС доломитов Бугринской площади, ПЭМ, ув. 6000

щие электронные микроскопы позволят проследить все стадии замещения отдельных элементов кокколлитов глинистыми минералами в условиях опреснения бассейна седиментации, замещения их доломитом или ангидритом в условиях осолонения, а также дисперсным сидеритом в зоне рас-

положения геохимических барьеров на стыке смешения морских вод с нормальной соленостью с пресными водами впадающих в бассейны ручейков и рек, как это произошло в байосском бассейне Прикаспийского региона. Выбор таких объектов для исследований может быть осуществлен на стадии полевых лабораторных наблюдений с помощью обычных поляризационных микроскопов при увеличении порядка 300 крат. А далее "мотивы" распределения минеральных фаз по типу пироболов и амфиксенов, как у Д.П. Григорьева, могут быть прослежены только при увеличении высокого разрешения.

Предполагается существование промежуточных минеральных фаз между кальцитом и доломитом, магнезитом, ангидритом и доломитом, кальцитом и сидеритом, другими карбонатами и сульфатами. А детали наноструктур замещения кальцита глинистыми минералами в ходе декарбонатизации вещества в опресняющихся бассейнах до сих пор остаются неизвестными.

Терминология рассмотрена как имеющая перспективы в экосистемном анализе геологических объектов. Все наши работы выполнялись под руководством профессоров В.В. Липатовой и Г.В. Кулёвой на основе изучения экосистем, с раскрытием их особенностей на разном уровне. По-

ведение нанопланктона – первичного звена пищевых цепей – интересует исследователей еще с XVIII века, а "нанотехнологии" возникли значительно позднее. В настоящее время из истории нанонауки и нанотехнологии мы узнаем, что в 1974 году японский физик Норио Танигучи ввел в научный оборот термины "нанотехника и нанотехноло-

гия", которыми предложил называть механизмы, размером менее одного микрометра. Интересующие нас объекты микро- и наноструктур всегда имеют размер от пяти микрометров и менее, часто не достигают и одного микрометра. Их изучение поможет новой науке расширить возможности фацеального анализа.

Л и т е р а т у р а

1. Тимофеев П.П. Эволюция угленосных формаций в истории Земли //Труды ГИН РАН. – М.: Наука, 2006. – Вып.557. – 204 с.
2. Букина Т.Ф. Седиментогенез и ранний литогенез верхнеюрских сланценосных отложений центральной части Волжского бассейна: автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. – Саратов. гос. ун-т, 1988. – 24 с.
3. Яночкина З.А., Букина Т.Ф., Суетнова Н.А. Использование электронной микроскопии для изучения органического вещества горючих сланцев Волжского бассейна //Применение новых электронно-микроскопических методов в технологии, кристаллографии и минералогии, 8-10 окт. 1980 г. Звенигород: тезисы докл. симпоз. – М., 1980. – С.177.
4. Методы электронной микроскопии /Г.С. Грицаенко, Б.Б. Звягин, Р.В. Боярский, В.А. Дриц и др. – М., 1969.
5. Григорьев Д.П. Рассуждения о минералогии. – Сыктывкар: Геопринт, 1998. – 88 с.
6. Тимофеев П.П. Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. – М.: Наука, 1969. – 458 с.
7. Букина Т.Ф., Яночкина З.А., Суетнова Н.А. Наноструктуры как показатели диагенетических процессов в горючих сланцах Волжского бассейна //Геохимия, минералогия, литология черных сланцев. – Сыктывкар, 1987. – С.128-129.
8. Букина Т.Ф. Наноструктуры как индикаторы процессов селиментогенеза в бассейнах триаса и юры Прикаспия, Мангышлака и Западной Сибири //Проблемы синергетики и коэволюции геосфер: материалы Всерос. науч. симпозиума. – Саратов: РГТЭУ, 2008. – С.111-118.
9. Люльева С.А., Жмур С.И. Нанопланктон верхнеюрских отложений Восточного Заволжья //Докл. АН СССР. – 1982. – Т.263. – № 5. – С.1197-1200.
10. Голубев С.Н. Реальные кристаллы в скелетах кокколитофорид. – М.: Наука, 1981. -162 с.
11. Страхов Н.М. Основы исторической геологии. Ч.1. – М., Л.,: Госгеолиздат, 1948. – 253 с.
12. Липатова В.В. Триас Прикаспийской впадины и перспективы его нефтегазоносности. – М., 1982. – 152 с.
13. Шуменко С.И. Известковый нанопланктон //Практическое руководство по микрофауне. – Л.: Недра, 1987. – Т.1. – 240 с.
14. Разрез верхнеюрских сланценосных отложений Волжского бассейна (зона *Dorsoplanites panderi*) /Г.В. Кулёва, З.А. Яночкина, Т.Ф. Букина, А.В. Иванов, В.И. Барышникова, Е.А. Троицкая, В.Н. Ерёмин //Труды НИИ Геологии. Новая серия. – Саратов: Научная книга, 2004. – Т.17, 11 и др.
15. Букина Т.Ф., Яночкина З.А. О керогене юрских горючих сланцев Волжского бассейна //Вопросы геологии и геохимии горючих ископаемых: юбилейный сборник научн. трудов. – Саратов: изд-во Саратов. ун-та, 2006. – Вып.2. – С.7-14.
16. Липатова В.В., Лопато А.Ю. Триасовые листоногие ракообразные Евразии и их стратиграфическое значение. – М., 2000. – 125 с.

17. Липатова В.В., Яночкина З.А., Букина Т.Ф. Межрегиональная корреляция триасовых толщ Прикаспийской впадины, Устюрта и Мангышлака // Проблемы геологии Южного Урала и Нижнего Поволжья. – Саратов: изд-во Саратов. ун-та, 1991. – С.177-191.

УДК 551.248.1 : 553.98 (470.44)

ИЗУЧЕНИЕ СТРОЕНИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ИРГИЗСКОГО ПРОГИБА МЕТОДАМИ СТРУКТУРНОГО И ПАЛЕОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗОВ

© 2013 г. Ю.Д. Горьков

Площадь настоящих исследований достигает 800 км², находится в Балаковском и Вольском районах Саратовской области. Большая часть площади располагается на левом берегу реки Волги, а меньшая – на правом. В пределах площади находится районный центр город – Балаково (схема). В тектоническом отношении северная большая часть площади тяготеет к Иргизскому прогибу, а южная – к зоне сочленения прогиба с Балаковской вершиной Пугачёвского свода. Площадь слабо изучена сейсморазведкой и бурением. Плотность сейсмопрофилей 0,1-0,3 км/км². Большинство глубоких скважин пробурено на Балаковской площади, примыкающей к исследуемой. Ближайшими к площади месторождениями являются Балаковское, Богородское, Тёпловское, Даниловское, Коптевское и другие.

В пределах площади прогнозируется развитие регионально продуктивных нефтегазоносных комплексов: средне-верхнедевонского терригенно-карбонатного; верхнедевонско-нижнекаменноугольного карбонатного; ниже-верхневизейского карбонатно-терригенного; верхневизейско-нижнебашкирского карбонатного; верейско-мелекеского преимущественно терригенного. Названные комплексы содержат по несколько пластов-коллекторов порового, порово-трещинного типов. Отметим ожидаемые коллекторские свойства одного из основных

регионально продуктивных комплексов – средне-верхнедевонского.

Коллекторы средне-верхнедевонского комплекса представлены песчаными пластами бийского, воробьёвского (пласты V и VI), ардаатовского (IVa, IVб), тимано-пашийского (I, II), а также пластами известняков мосоловского горизонта.

Суммарные эффективные мощности песчаных пластов-коллекторов изменяются в пределах от 18 до 30 м; пористости – 15-24 %; проницаемости – 80-1000 мД.

Суммарные эффективные мощности карбонатных пластов-коллекторов характеризуются меньшими мощностями, значительной изменчивостью емкостных параметров, как по латерали, так и по разрезу. Что касается пластов-коллекторов остальных нефтегазоносных комплексов, то они в целом несколько уступают рассмотренным коллекторским свойствам средне-верхнедевонского комплекса, но это компенсируется многочисленностью пластов-коллекторов.

По результатам официальной количественной оценки на 01.01.2002 г. суммарные извлекаемые прогнозные ресурсы УВ площади оцениваются в размере 2,6 млн т у.т. В экспертную оценку ресурсной базы территории, включающей площадь, взяты расчеты только по двум НТК: ниже-верхневизейскому и верхнебашкирско-нижнемосков-