

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ УГЛЕРОДИСТЫХ ТОЛЩ В МЕЗОЗОЙСКИХ ПАЛЕОБАССЕЙНАХ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

Ю.О. Гаврилов, Е.В. Щепетова, Е.А. Щербинина
ГИН РАН, e-mail: yugavrilov@gmail.com

Проблема накопления отложений, обогащенных органическим веществом (ОВ) в палеобассейнах, и возникновения благоприятных для этого условий осадконакопления имеет важное фундаментальное научное и практическое значение, так как способствует разработке критериев для поисков углеводородного сырья. Теснейшим образом с ней связана проблема возникновения и развития обстановок с дефицитом кислорода в палеоводоемах, поскольку аноксия влияла на многие характеристики бассейнов: резко менялась геохимия вод и осадков, оказывалось негативное влияние на морскую биоту, образовывались некоторые полезные ископаемые. В тех случаях, когда аноксидные обстановки одновременно развивались в разных водоемах Земли, возникали широкомасштабные экологические кризисы.

В осадочной летописи Русской плиты (РП) и Кавказского региона зафиксированы многочисленные уровни залегания обогащенных ОВ отложений, в ряде которых имеются свидетельства их образования в аноксидных бассейнах, различающихся по причинам их возникновения, по степени развития аноксии (аноксия, дизоксия, субоксия) и т. д. Целью наших исследований было выявление в разрезах мезозоя и кайнозоя стратиграфических уровней, содержащих углеродистые отложения, выявление их литолого-геохимических характеристик и оценка палеогеографических обстановок формирования.

Как показали исследования, в пределах РП и Кавказского региона горизонты углеродистых отложений залегают на разных уровнях, хотя причины и условия их формирования нередко были схожими.

Углеродистые отложения Русской плиты

Анализ и обобщение результатов седиментологического, биостратиграфического и геохимического изучения верхнеюрских и нижнемеловых осадочных толщ Русской плиты показывают, что их специфической особенностью является широкое распространение обогащенных ОВ отложений. Горизонты углеродистых отложений (мощностью 0,1–0,5 м и более) установлены во всех ярусах верхней юры РП, выявлен раннеаптский эпизод образования горизонта битуминозных сланцев в Среднем и Нижнем Поволжье (рис. 1).

В этой последовательности зафиксированы не только кратковременные эпизоды регионального значения, связанные с накоплением ОВ (например, оксфордский углеродистый горизонт), но и некоторые глобальные явления. Особое положение занимает волжская сланценосная толща, распространенная на огромной территории РП, которая оценивается как региональное проявление событий, имевших субглобальный характер [Гаврилов и др., 2008]. В других регионах мира в поздней юре также формировались углеродистые толщи (в том числе нефтеносные), распространенные на значительных территориях – Кимериджские глины Англии, формация Хеккинген Норвежского и Баренцева морей, баженовская свита Западной Сибири. Широко распространены также верхнекимериджские горизонты обогащенных ОВ отложений, образование которых во многих палеобассейнах Северного полушария предшествовало масштабной и продолжительной аккумуляции углеродистых осадков в волжское время [Morgans-Bell et al., 2001; Захаров и др., 2005; Щепетова, Рогов, 2013].

Некоторые верхнеюрские горизонты углеродистых отложений исследовались ранее [Страхов, 1934; Герасимов и др., 1962; Месежников и др., 1989 г.; Брадучан и др., 1989 и др.], однако сведения о седиментологических характеристиках отложений, концентрациях в них $C_{орг}$ и геохимических особенностях ОВ были весьма немногочисленны либо вовсе отсутствовали. Представления же о возрасте углеродистых горизонтов были неполными или ошибочными. Для выяснения специфики условий накопления позднеюрских обогащенных ОВ осадков на Русской плите необходима была детальная характеристика строения, особенностей распространения, уровня содержания ОВ, литологических и геохимических параметров углеродистых горизонтов.

В результате проведенных исследований детально изучены углеродистые отложения оксфорда, кимериджа и волжского яруса, которые являются представительными для реконструкции обстановок накопления ОВ, возникших в позднеюрских морских палеоводоемах. Эти отложения довольно близки по уровню содержания $C_{орг}$, седиментологическим, геохимическим характеристикам. Они формировались в сходных условиях, которые в значительной мере контролировались колебаниями уровня обширных мелководных эпиконтинентальных морей, покрывавших территорию РП в максимальную фазу развития средне-позднеюрской морской трансгрессии. Получены предварительные седиментологические и геохимические данные, характеризующие углеродистые отложения РП, сформировавшиеся в начале этой

масштабной трансгрессии и на заключительных этапах развития палеобассейна, значительно обмелевшего к концу волжского времени. К ним относятся среднеюрская бат-келловейская толща темных бескарбонатных углеродистых глин (20–30 м), распространенных в Саратовской области (так называемая хлебновская свита или глины зоны Elatma), и высокоуглеродистые (до 16-17% $C_{орг}$) кремнистые сланцы, установленные в пограничных отложениях юры и мела Сызранского Поволжья.

Оксфордские углеродистые отложения (до 15,5% $C_{орг}$) распространены в Костромской и Ивановской областях (рис. 2). Детально они изучались нами в разрезах у г. Макарьева [Бушнев и др., 2006], на правом берегу р. Унжи в районе д. Михаленино и в береговых обрывах р. Волги у г. Юрьевца. Имеются также данные об углеродистых отложениях в разрезе оксфорда у г. Кинешмы [Олферьев, 1986].

В изученных разрезах (рис. 3) углеродистый горизонт приурочен к основанию верхнеоксфордских отложений [Средний и верхний..., 1989; Hantzpergue et al., 1998] и соответствует аммонитовой зоне Glosense бореальной шкалы оксфорда [Glowniak et al., 2010]. Вмещающие углеродистый горизонт оксфордские отложения представлены зеленоватыми глинами, содержащими биогенный известковый материал ($CaCO_3$ – 37–57%). Мощность углеродистого горизонта около 0,25 м. Нижняя часть наиболее обогащена $C_{орг}$ (до 16%) и представлена темно-коричневыми тонкоплитчатыми и листоватыми горючими сланцами. На поверхностях напластования в них наблюдаются скопления остатков различной фауны: уплощенные раковины аммонитов, крупный фосфатный биогенный детрит, иногда встречаются цельноскелетные рыбные остатки, единичные мелкие ходы зарывающихся организмов (Chondrites, Planolites). В сланцах преобладает бесструктурное сапропелевое ОВ – коллоальгинит, согласно терминологии А.И. Гинзбург [Гинзбург, 1991]. Для этих отложений характерна тонкая горизонтальная слоистость, связанная с неравномерным распределением фрагментов коллоальгинита. В качестве примеси в сланцах присутствует мелкий углефицированный фитодетрит, который часто образует скопления вдоль поверхностей напластования, встречаются также остатки спор и пыльцы наземных растений. Верхняя часть углеродистого горизонта представлена темными коричневатыми углеродистыми глинами (до 5,8% $C_{орг}$), в которых присутствуют многочисленные остатки мелких ходов зарывающихся организмов (Chondrites). В глинах коллоальгинита заметно меньше, в них присутствует в основном тонкодисперсное ОВ. Редкие фрагменты бесструктурного ОВ мелкие и характеризуются

невыдержанной ориентировкой в глинистом матриксе. Вероятно, подобный характер ОВ является следствием биотурбации, которая нарушала первоначальную слоистую текстуру осадка, при этом значительная часть реакционноспособного ОВ была окислена.

Элементный анализ керогена оксфордских отложений показывает, что органическое вещество известковистых глин, вмещающих углеродистый горизонт, в настоящее время содержит наименьшее количество водорода ($H/C - 0,51$). Это свидетельствует о накоплении этих отложений в аэробных условиях, способствовавших окислению химически инертных богатых водородом липидных компонентов первоначального ОВ. При переходе от глин к углеродистым сланцам наблюдается резкое обогащение керогена водородом ($H/C - 1,09$), что можно связывать с резким возрастанием биопродуктивности фитопланктона и захоронением в осадки значительных концентраций отмершей планктоногенной биомассы, богатой липидами. При истощении запасов кислорода, израсходованного на окисление ОВ, в них возникали анаэробные восстановительные обстановки и в дальнейшем доминировали бактериальные сульфат-редукционные процессы. Кероген глин с повышенным содержанием $C_{орг}$ из верхней части углеродистого горизонта характеризуется промежуточным значением величины H/C ($0,79$), что может указывать на постепенное снижение биопродуктивности и ухудшение условий для сохранения липидной фракции планктоногенных остатков (субоксидные или оксидные условия).

Исследование состава ароматической фракции битумоида оксфордских углеродистых отложений [Бушнев и др., 2006], выполненное хромато-масс-спектрометрическим методом, не обнаружило производных изорениератена, что свидетельствует об отсутствии сероводородного заражения в фотическом слое вод палеобассейна во время накопления углеродистых осадков.

В оксфордских углеродистых отложениях существенно повышено содержание ряда химических элементов: $S - 1,82-2,84\%$; $Ni - 280-590$ г/т; $V - 250-330$ г/т; $Mo - 39,9-60,8$ г/т (см. рис. 3). Их концентрации существенно превышают среднее содержание (кларк) этих элементов в глинистых породах, по [Turekian, Wedepohl, 1961; Wedepohl, 1991]; они также являются более высокими и по отношению к вмещающим известково-глинистым отложениям.

Кимериджские углеродистые отложения ($C_{орг}$ до 17–18%) распространены на севере Ульяновской области и в прилегающих районах юго-западного Татарстана,

отдельные выходы этих пород также наблюдались по берегам р. Суры в Чувашии (рис. 4). Здесь, в северной части Ульяновско-Саратовского палеопргиба, в течение кимериджа накопилась довольно мощная (около 55–60 м) толща карбонатно-глинистых осадков. Эта толща (рис. 5) изучена нами в разрезе правого берега р. Волги от д. Городищи до д. Большие Тарханы. Верхняя часть разреза (~18 м) вскрывается у д. Городищи [Rogov et al., 2006]. В основании его видимой части залегает пачка светло-серых глинистых известняков (1,5 м) зоны *Eudoxus* верхнего кимериджа. Перекрывают их относительно темные отложения (0,7 м), внутри которых прослеживается слой (0,05–0,12 м) коричневых горючих сланцев (см. рис. 5, а). Выше залегает циклично построенная толща (~15 м), относящаяся к зоне *Autissiodorensis* верхнего кимериджа.

В нижней части толщи (разрез «Тархановская пристань», см. рис. 5, б) также присутствует слой (0,5–1,1 м) углеродистых сланцев ($C_{\text{орг}}$ до 15 %). Полученные новые биостратиграфические данные позволяют относить углеродистый горизонт вместе с подстилающими его отложениями (мощность 3–4 м) к низам зоны *Mutabilis* верхнего кимериджа, а карбонатные глины, перекрывающие углеродистый горизонт, – к подзоне *Lallierianum* зоны *Mutabilis* [Щепетова, Рогов, 2013].

Литологические особенности и петрографический состав ОВ углеродистых сланцев из верхней и нижней частей разреза верхнего кимериджа различаются. Сланцы из верхней части разреза характеризуются тонкодисперсным глинистым матриксом, существенно обогащены остатками известкового наннопланктона, ОВ в них довольно однородное и представлено удлиненными тонкими линзочками коллоальгинита однообразной темно-желтой окраски. Слойки коллоальгинита располагаются в матриксе довольно плотно, ориентированы горизонтально и формируют отчетливую тонколаминированную текстуру, лишенную признаков биотурбации. Редкие остатки фауны в сланцах представлены раковинками агглютинированных фораминифер и биогенным фосфатным детритом. Накопление углеродистых осадков происходило, вероятно, в относительно глубоководной обстановке, в условиях дефицита кислорода.

Сланцы из нижней части разреза кимериджа накапливались в мелководных обстановках, приближенных к берегу и в менее стабильных геохимических условиях. В них содержится примесь алевроитового и песчаного материала; состав ОВ, по сравнению со сланцами зоны *Eudoxus*, менее однородный. В них доминирует коллоальгинит, частички которого характеризуются желтой, оранжевой и коричневой окраской. Помимо

коллоальгинита в составе ОВ сланцев зоны Mutabilis в заметном количестве присутствуют мелкий фитодетрит (не менее 10 %), а также специфические биоморфные образования – тонкие (доли мм) светло-желтые пленки, не поддающиеся таксономическим определениям, которые были отнесены к ламальгиниту (до 10%).

Несмотря на различный состав ОВ, величины водородного индекса в углеродистых сланцах из верхней и нижней частей разреза, по данным пиролиза (см. рис. 5, в), близки (HI =412–436 и 354–524) и свидетельствуют о преимущественно морском происхождении ОВ (кероген II типа), источником которого служила, в основном, биомасса морского планктона. В сланцах, по сравнению с вмещающими глинами, концентрируются многие химические элементы – P, S, Mo, V, Cr, Ni, Zn, Cu и др. (см. рис. 5, а и б). Наиболее высокие концентрации, более чем в 5–10 раз превышающие кларковый уровень, характерны для S и Mo, для остальных элементов – в 2–3 раза выше их среднего содержания во вмещающих породах.

Волжские углеродистые сланцы (горючие сланцы зоны Panderi)

распространены на востоке Русской плиты [Атлас..., 1964; Сазонова, Сазонов, 1967; Thierry, 2000, и др.] и протягиваются непрерывной полосой из междуречья Волги и Урала в Среднее Поволжье (рис. 6). Они накапливались на территории Прикаспийского и Ульяновско-Саратовского прогибов, которые являлись стабильными депоцентрами морской седиментации в позднеюрское время. Южнее (Северный Каспий и Приаралье) сланцы замещаются низкоуглеродистыми отложениями – битуминозными доломитами и известняками [Манцурова и др., 2009; Пронин, 2009, и др.]. В северной части Русской плиты средневожские сланценовые отложения распространены в Костромской и Кировской областях, на юге Республики Коми. Севернее волжские углеродистые отложения установлены в Печорской синеклизе [Горючие сланцы..., 1989, и др.], широко развиты в Баренцевом и Норвежском морях [Гавшин, Захаров, 1991; Langrock et al., 2003, и др.].

Для выяснения закономерностей развития обширного волжского бассейна детально изучены разрезы сланценовой толщи из разных его частей. Было установлено, что мощность сланценовой толщи непостоянна и меняется от первых метров в центральных районах РП до нескольких десятков метров на юго- и северо-востоке. Пласты сланцев редко прослеживаются в латеральном направлении на значительные расстояния (несколько десятков километров), их количество в толще непостоянно. Нередко

наблюдается замещение сланценосной толщи по латерали конденсированными разрезами – фосфоритовыми горизонтами, ракушечниками (известковыми и кремнистыми), глауконитовыми песчаниками.

Сланценосная толща обычно с перерывом залегает на нижележащих юрских отложениях, в ее основании часто присутствуют маломощные (первые дм) слои фосфоритовых конгломератов. Стратиграфический переход без видимых признаков перерыва от кимериджских и ранневожских известково-глинистых отложений к средневожской сланценосной толще наблюдается только в северной части Ульяновско-Саратовского прогиба (разрез «Городище»).

Детальное изучение структуры сланценосной толщи показало, что наиболее характерной ее чертой является цикличность (рис. 7). Элементарный цикллит (до 1 м) характеризуется контрастным содержанием $C_{орг}$ и $CaCO_3$ в слагающих его пластах. В наиболее полном виде он состоит из трех элементов. Нижний – представлен углеродистыми сланцами, верхний – светло-серыми глинисто-карбонатными отложениями, обогащенными $CaCO_3$ и практически не содержащими ОВ; темно-серые породы среднего слоя имеют переходные характеристики между углеродистыми сланцами и карбонатными глинами. Границами цикллитов являются подошвы сланцевых пластов – резкие и отчетливые, тогда как внутри цикллитов переходы между пластами постепенные. Цикличность сланценосной толщи прослеживается во всех разрезах и по своему масштабу, а также характеру распределения ОВ и $CaCO_3$ близко напоминает мелкоциклическую структуру вмещающих верхнеюрских глинистых толщ, однако геохимическая контрастность цикллитов существенно усилена высокими концентрациями ОВ в отложениях, слагающих нижние элементы цикллитов.

Углеродистые сланцы ($C_{орг}$ 5,8–24,4%; $CaCO_3$ 4,5–20%) всех изученных разрезов сланценосной толщи характеризуются отчетливо выраженной ламинарной текстурой, свидетельствующей об отсутствии значительной биотурбации первоначальных углеродистых осадков и, следовательно, неблагоприятных в целом условиях для обитания зарывающихся организмов. В углеродистых сланцах часто присутствуют остатки фауны, в том числе бентосной, которые, как правило, образуют скопления вдоль отдельных поверхностей напластования. Наблюдаются многочисленные мелкие ходы зарывающихся организмов Chondrites и одиночные субгоризонтально ориентированные ходы Planolites.

По содержанию $C_{\text{орг}}$ и текстурным особенностям сланцы подразделяются на темно-коричневые тонколистоватые, интенсивно обогащенные ОВ (15,8–24,4% $C_{\text{орг}}$), и несколько более светлые, менее углеродистые (5,8–13,6% $C_{\text{орг}}$), плитчатые; последние преобладают в составе сланценосной толщи. Скопления раковин и следы инфауны чаще присутствуют в относительно низкоуглеродистых сланцах, в то время как высокоуглеродистые разности обычно лишены раковинного материала.

Петрографические исследования показали, что в углеродистых сланцах присутствует в основном бесструктурное ОВ (до 90–99%), соответствующее коллоальгину [Гинзбург, 1991], который окрашен в разные оттенки желтого, оранжевого и коричневого цветов. Он образует тонкие слойки или мелкие линзочки (длиной до нескольких мм), располагающиеся параллельно напластованию. Возрастание концентраций $C_{\text{орг}}$ в сланцах коррелируется с увеличением содержания в них коллоальгинита. Глинистый матрикс углеродистых сланцев часто бывает пропитан ОВ, напоминающим коллоальгинит, но тонкодисперсным. Подобные агрегаты, в которых глинистая составляющая существенно преобладает, относятся к сорбомикстиниту, по [Гинзбург, 1991]. В составе ОВ средневожских углеродистых сланцев иногда присутствуют многочисленные остатки деформированных тонкостенных одноклеточных водорослей (до 10%), не поддающихся точным таксономическим определениям. В настоящее время они представлены светло-желтыми сферическими образованиями, смятыми или надорванными, а также их отдельными фрагментами. По морфологическим признакам эти компоненты относятся к талломоальгину [Гинзбург, 1991]. В виде незначительной примеси (1–5%) в ОВ сланцев присутствуют цисты динофлагеллят, споры и пыльца наземных растений (определения Г.А. Александровой); имеется также примесь мелких темных обрывков наземной растительности (инертинит). Наибольшее количество наземного фитодетрита отмечается в углеродистых сланцах со значительным содержанием алевритовой примеси.

Генерационный потенциал вожских углеродистых сланцев оценивается как высокий (32,86–159,6 УВ/г), в то время как для известково-глинистых пород характерны его низкие значения (0,40–2,82 УВ/г). Значения водородного индекса ($HI=402-874$) керогена углеродистых сланцев свидетельствуют о его преимущественно морском происхождении [Тиссо, Вельте, 1981]. В целом кероген вожских сланцев принадлежит к керогену I–II типа (рис. 8), который обычно характеризуется хорошей сохранностью

углеводородной части первичного ОВ, несмотря на имевшие место процессы окислительной биохимической деструкции. Источником керогена являлась в основном биомасса морского планктона.

В известково-глинистых отложениях установлены гораздо более низкие значения НІ (17–302). Наименьшие из них характерны для пород (в которых $C_{\text{орг}} < 3\%$), практически не содержащих коллоальгинита, несколько повышенное по сравнению с фоновым уровнем содержание органического углерода в них связано с присутствием существенно преобразованной органики, а в ряде случаев – с мелким аллохтонным углефицированным растительным фитодетритом.

При переходе от вмещающих глинистых пород к углеродистым сланцам одновременно с $C_{\text{орг}}$ (5–27%) возрастает содержание многих химических элементов (см. рис. 8). Наиболее существенно увеличиваются концентрации S, Se, Ni, Ag, Mo, V, P. Среди них выделяются наиболее высокой степенью концентрирования S, Mo и Se. Содержания этих элементов в сланцах разных районов РП в 20–50 раз и более превышают кларковый уровень, а концентрации Mo в наиболее высокоуглеродистых разновидностях сланцев (до 30% $C_{\text{орг}}$) – в 100 раз и более. Эти величины более чем на порядок выше установленных во вмещающих известково-глинистых породах.

Сопоставление полученных геохимических данных с геохимическими характеристиками близких по возрасту и содержанию ОВ углеродистых толщ, формировавшихся в других частях Северного полушария, – битуминозных аргиллитов баженовской свиты, Баренцева и Норвежского морей [Гавшин, Захаров, 1991] показывает, что в них накапливался близкий спектр химических элементов. Ведущую роль в концентрировании элементов в высокоуглеродистых отложениях этих бассейнов, очевидно, играли процессы сорбции и диагенетического обогащения осадков и в меньшей степени – осаждение элементов в виде сульфидов из наддонных вод с сероводородным заражением.

Аптский горизонт «битуминозных сланцев» изучен по профилю, пересекающему современное поле их развития – от г. Ульяновска до г. Саратова (рис. 9).

Были исследованы наиболее полные разрезы: в обрывах правого берега р. Волги в гг. Ульяновске и Сенгилее, севернее г. Хвалынска у д. Федоровка (разрез Федоровский створ), а также на северной окраине г. Саратова в карьерах кирпичного завода (разрез Гуселка). Внутри него находится уровень известковых конкреций, местами сливающихся

в единый пласт («аптская плита») [Архангельский, 1923; Сазонов, Сазонова, 1967; Герасимов и др., 1962], который прослеживается почти непрерывно вдоль р. Волги от г. Ульяновска до г. Саратова и является хорошим маркирующим горизонтом при картировании. По данным [Михайлова, Барабошкин, 2001], возраст битуминозного горизонта соответствует аммонитовой зоне *Deshayesites volgensis* = *Deshayesites forbesi* [Casey, 1961]. Это позволяет сопоставлять его с глобальным событием OAE-1a (*Deshayesites forbesi/deshayesi*), к которому приурочено формирование обогащенных ОВ отложений в эпиконтинентальных морских бассейнах Северной Германии [Mutterlose, Böckel, 1998], а также в Италии, Испании и в Тихом океане [Arthur et al., 1988, и др.]. Максимальная мощность битуминозного горизонта наблюдалась у г. Хвалынска (разрез Федоровский створ), в южном и северном направлениях она уменьшается. При движении на юг, по направлению к г. Саратову, битуминозные отложения обогащаются алевритовым и песчаным материалом и выклиниваются в зоне накопления прибрежных осадков. При движении на север, к гг. Ульяновску и Сенгилею, они становятся все более тонкозернистыми («пелагическими»). В северной части Ульяновско-Саратовского прогиба (разрезы у гг. Ульяновска и Сенгилея) битуминозный горизонт (3,4–4,5 м) сложен тонколистоватыми углеродистыми сланцами ($C_{орг} - 3,6-8,0\%$). На свежем сколе эти породы темно-оливковые, с отчетливо выраженной тонкой горизонтальной слоистостью (слойки 1–5 мм), которая обусловлена различиями в распределении органического, известкового и терригенного материала. На плоскостях напластования сланцев обнаруживаются скопления расплющенных раковин аммонитов, фосфатный детрит ихтиофауны; отдельные поверхности устланы многочисленными эмбриональными раковинами аммонитов. Остатки бентосной фауны встречаются в битуминозных сланцах крайне редко и представлены мелкими раковинами экологически толерантных двустворчатых моллюсков *Nuculana*, *Symbula*, *Neocomiceramus* (определения Е.Ю. Барабошкина).

Петрографические данные показывают, что ОВ постоянно присутствует в аптских отложениях. В глинах, вмещающих битуминозный горизонт, содержание $C_{орг}$ повышено до 1–2%, что обусловлено присутствием в них тонкорассеянного обугленного растительного детрита (5–20%). Количество и размерность наземной растительной органики существенно возрастают в присутствии алевритовых и песчаных фракций. В битуминозных сланцах содержание $C_{орг}$ резко увеличивается (до 4–9,6%, в среднем до

6–8%). ОВ в них присутствует в форме коллоальгинита, который образует в породе систему тонких, удлинённых вдоль слоистости линзочек. Помимо коллоальгинита отмечаются единичные остатки спор и пыльцы наземных растений. Растительный детрит постоянно присутствует в битуминозных сланцах, располагаясь параллельно слоистости. Его количество не превышает первых процентов в сланцах Ульяновска и Сенгиля и увеличивается до 10–20% в сланцах разреза Федоровский створ.

При пиролитических исследованиях установлено, что ОВ глинистых пород и битуминозных сланцев имеет низкую степень термической зрелости ($T_{\max} < 430$ °С). Генерационный потенциал сланцев оценивается как высокий (40,37–93,07 мг УВ/г), для глин характерны низкие значения (1,16 мг УВ/г). Водородный индекс битуминозных сланцев (HI=406–609) указывает на преимущественно морское происхождение ОВ [Tissot, Welte, 1984 г.], источником которого служила в основном биомасса морского планктона. На модифицированной диаграмме Ван-Кревелена [Лопатин, Емец, 1987; Tyson, 1995 г.] кероген сланцев попадает в область керогена II типа. На этой диаграмме точки, соответствующие вмещающим глинистым породам, находятся в области керогена наземного происхождения, что хорошо согласуется с данными петрографических исследований.

В сланцах концентрируется широкий спектр химических элементов – S, Mo, Se, Ag, V, Cu, Co, P, Cr, Ni (рис. 5, б). Наиболее высокие содержания, более чем в 10 раз превышающие кларковый уровень, характерны для S, Mo и Se. Концентрации V, Ag, Cu, Co, As в сланцах в 2,5–3,5 раза выше, чем среднее содержание этих элементов во вмещающих породах. Сходным образом ведут себя Fe и P, хотя степень их относительной концентрации не так велика – в 1,5–1,8 раза превышает кларковый уровень в наиболее высокоуглеродистых (8–9% $C_{\text{орг}}$) разностях битуминозных сланцев.

Углеродистые отложения Кавказского региона

Мезозойские и кайнозойские отложения горного сооружения Большого Кавказа и Предкавказья на разных стратиграфических уровнях в большей или меньшей степени обогащены ОВ. Однако состав, количество и источники ОВ не являются одинаковыми, что в значительной мере обуславливало геохимическую обстановку в бассейне седиментации и влияло на характер диагенетических процессов в осадках. Можно выделить несколько осадочных комплексов, которые содержат ОВ, различающиеся по генетическим параметрам.

Наиболее крупным по объему является ниже- и среднеюрский осадочный комплекс, достигающий мощности в 9 километров. Накопление осадков этого комплекса осуществлялось в условиях отчетливо выраженного гумидного климата. Свидетельством тому являются коры выветривания, существование угленосных отложений и др.

Вместе с тем, несмотря на сходные в целом палеогеографические условия в ранней и средней юре, на протяжении этого времени обстановки седиментации претерпевали некоторые изменения. Следует подчеркнуть, что к этому времени приурочено образование наибольшего количества зон углеобразования. По периферии палеобассейна располагались прибрежные ландшафты с обилием расположенных на них озер и болот, в пределах которых в раннеюрское время произрастали влаголюбивые и теплолюбивые беннеттитовые, цикадофиты, диптериевые, мараттиевые и маттониевые папоротники, разнообразные хвощевые, на возвышенностях росли хвойные и гинкговые. Короткопериодные флуктуации уровня моря обуславливали развитие трансгрессий и регрессий, что способствовало мобилизации и выносу в водоем значительных масс растительного органического вещества, как в твердом, так и в растворенном состоянии.

Поступавшее в водоем ОВ накапливалось прежде всего в областях, относительно приближенных к береговой линии. Если в осадках прибрежных зон доминировало наземное ОВ, то в направлении центральных частей бассейна возрастала доля бассейнового ОВ. Именно обогащенность осадков принесенным с суши ОВ обусловила то, что здесь в осадках особенно интенсивно протекали диагенетические процессы, приводившие к образованию больших скоплений сидерита. Поступление ОВ в палеобассейн в наибольшей степени усиливалось во время развития трансгрессий; именно в это время формировались наиболее крупные скопления сидеритовых рудопроявлений [Гаврилов, 2005]. Причем в этих зонах присутствует аномально большое количество сидеритовых прослоев конкреций (на интервале в 1 м залегают до 8–10 прослоев); в этих же породах установлены относительно низкие содержания $C_{орг}$ (< 0,5%) и Fe (~ 1,5–2,5%). По мере удаления от палеоберега сидеритоносность отложений постепенно уменьшается, и в том же направлении возрастает количество $C_{орг}$ (1% и более) и Fe (до 5,5 %). Таким образом, для ниже- и среднеюрских толщ минимальные содержания $C_{орг}$ и Fe характерны для максимально сидеритоносных отложений. Обратная зависимость между количеством сидеритовых конкреций и содержанием в аргиллитах $C_{орг}$ и Fe позволяет заключить, что первоначальное содержание ОВ и Fe в глинистых осадках также было заметно выше, но в

дальнейшем оно резко сократилось в результате активных диагенетических процессов, обусловивших перераспределение соединений железа и стягивание их в конкреции. Расчеты показывают, что первоначальное содержание $C_{орг}$ в сидеритоносных отложениях могло быть существенно выше (до 4–5 %), т.е. это были достаточно высокоуглеродистые отложения. На значительное уменьшение в осадках в процессе сидеритообразования $C_{орг}$ и Fe указывала З.В. Тимофеева [Тимофеева, 1963].

Литологические и геохимические характеристики отложений не дают оснований предполагать существование в ранне- и среднеюрское время аноксидных обстановок в Кавказском бассейне. Вместе с тем следует иметь в виду, что поступление в водоем больших масс наземного ОВ (твердого и растворенного) приводило к появлению в морской воде продуктов его окисления (CO_2 и др.) и что активные диагенетические процессы сопровождалась эвакуацией из осадков в морскую воду значительных количеств CO_2 . Эти явления могли приводить (по крайней мере, в некоторых частях бассейна) к углекислотному заражению вод и их ацидификации, что должно было оказывать неблагоприятное воздействие на известкывыделяющую биоту [Гаврилов, 2005]. Возможно, с этим связана сравнительная бедность отложений J_{1-2} остатками карбонатных раковин макрофауны, а также известковой микрофауны.

Для оценки характера органического вещества в отложениях терригенного комплекса были проведены пиролитические исследования серии образцов из наименее измененных вторичными процессами среднеюрских отложений разреза Чантыяргун. Полученные данные показывают, что из 10 образцов в 9 величина водородного индекса (HI) очень низкая и варьирует в интервале – <10–50 мг УВ/г ТОС; только в одной пробе значения HI достигают 260 мг УВ/г ТОС. Таким образом, в подавляющем большинстве образцов глинистых пород преобладает кероген III типа, и лишь в одном – кероген II–III типов, что свидетельствует о преобладании в отложениях ОВ наземного происхождения (снесенного с суши), и только изредка в отдельных горизонтах заметно возрастает доля бассейнового (планктоногенного) ОВ. Доминирование наземного ОВ было, видимо, одним из ведущих факторов, определявших геохимический облик как наддонных, так и иловых вод ранне- и среднеюрского палеобассейна Большого Кавказа.

В отличие от отчетливо выраженных гумидных обстановок ранне- и среднеюрского времени в поздней юре на территории юга России и на сопредельных территориях произошла аридизация [Синицин, 1966; Ясаманов, 1978]. Начало аридизации датируется

средним келловеем. В аридных областях полностью исчезла лесная растительность, которую сменили ксерофильные редколесья и саванны, в глинистых породах появился палыгорскит. В это время на обширной территории Северного Кавказа и отчасти Предкавказья возникла карбонатная платформа, на которой местами происходило формирование соленосных и гипсоносных толщ [Леонов, Логинова, 1956, и др.]. Область накопления отложений, обогащенных ОВ, в пределах центральной и западной частей Большого Кавказа тяготела к зарифовым частям водоемов, причем накопление углеродистых осадков происходило в непосредственной близости от рифов [Бойко, 2011; Бойко и др., 1977 г., 1989, и др.]. Из-за высокого содержания $C_{орг}$ (до 40% и более) эти породы приобретают характер горючих сланцев. По данным Н.И. Бойко [2011], микроскопическое изучение сланцев показало, что они представляют собой органо-глинисто-карбонатную породу, часто с остатками фауны и флоры. Вместе с тем, по его мнению, исходным материалом для высокоуглеродистых осадков являлось фитопланктоногенное органическое вещество, которое приносилось в зону биогермообразования направленными течениями, обусловленными падением уровня воды на шельфе за счет ее испарения в условиях аридного климата. Мощность интервалов отложений, содержащих слои горючих сланцев, может достигать нескольких десятков метров. Что касается протяженности горизонтов верхнеюрских горючих сланцев, то площадь их распространения, скорее всего, контролировалась размером локальных зарифовых впадин, в пределах которых накапливались углеродистые осадки, то есть они могли быть сравнительно небольшими (несколько километров).

В толщах берриаса-готерива заметного обогащения отложений ОВ нами не выявлено, хотя нижние горизонты осадочных ритмов, сложенные глинистыми породами, имеют темно-серую окраску, которую отложения приобретают при содержании $C_{орг}$ – 0,5–2%. Картина заметно меняется в апте-сеномане – в толщах появляются горизонты, существенно обогащенные ОВ.

Углеродистые горизонты апта и альба. Детальные исследования последних лет позволили выявить в меловых разрезах Горного Дагестана последовательность “аноксических” событий, которые на данном этапе их изучения можно рассматривать как субглобальные события. К ним относятся серии обогащенных ОВ горизонтов отложений, которые по результатам изучения наннопланктона (Е.А. Щербинина) соответствуют следующим возрастным интервалам: а) верхи апта и нижнего альба коррелируются с

аноксическим событием OAE1b (Jacob, Paquier, Leenhardt Events); нижняя часть верхнего альба – OAE1c (Toolebuk Event), и верхи альба – событие OAE1d (Breistroffer Event) (рис. 10). Микропалеонтологические характеристики отложений, соответствующих разным эпизодам события OAE1b, в дагестанских разрезах существенно различны. Отложения, подстилающие битуминозные осадки, характеризуются довольно разнообразной микрофаунистической ассоциацией, в которой заметную роль играют тепловодные и эвтрофные наннопланктонные таксоны; полностью отсутствуют бореальные формы и гемипелагические олиготрофные наннокониды. Среди диноцист доминируют *Spiriferites* spp., *Cribroperidinium* spp.; отмечается большое количество спор, пыльцы и тканей наземной растительности [Щербинина, Александрова, 2005]. Существующие ассоциации характеризуют мелководные условия и стабильный привнос осадочного материала (в том числе ОВ) с суши. Таким образом, формированию верхнеаптского сапропелитового горизонта (СГ), коррелирующегося с эпизодом Jacob, предшествовали обстановки теплого бассейна с высоким содержанием питательных компонентов. Внутри СГ ($C_{орг}$ до 4,0%) происходит резкое сокращение количества и видового разнообразия наннопланктона и диноцист. Органический компонент представлен преимущественно аморфным веществом сапропелевого типа. Очевидно, в ходе позднеаптского палеоэкологического кризиса произошел обильный привнос наземного органического вещества, вызвавшего процессы стагнации, отрицательно повлиявшие на развитие бассейнового микропланктона. В отложениях, перекрывающих СГ, численность, видовое разнообразие и соотношение таксонов наннопланктона почти восстанавливаются. Примерно в 1,5 м выше СГ отмечен горизонт перемыва с обильным детритом раковин моллюсков, выше которого установлена наннопланктонная ассоциация подзоны NC8C (верхи нижнего альба). Перерыв в осадконакоплении (соответствует подзоне NC8A) свидетельствует о падении уровня моря в начале альбского века. По-видимому, новый этап характеризовался довольно крупной трансгрессией и некоторым похолоданием, поскольку в комплексе наннопланктона появляются наннокониды и увеличивается численность холодноводных видов.

Нижнеальбский СГ ($C_{орг}$ до 5%), видимо, соответствует эпизоду Paquier OAE1b. Этот интервал в разрезе Восточного Кавказа выглядит значительно “менее кризисным”, так как внутри него не происходит резких изменений в микропланктонных ассоциациях. Скорее всего, накопление обогащенных ОВ осадков происходило за счет общего

увеличения продуктивности бассейна. Начиная с этого интервала в меловом разрезе Дагестана значительно увеличивается содержание карбонатного материала, толща приобретает отчетливо ритмичный облик за счет чередования темноцветных мергелей с прослоями светлых известняков (см. рис. 10).

Таким образом, литологические характеристики переходного апт-альбского интервала и данные изучения микропланктона указывают на заметные изменения в бассейне палеоэкологических обстановок Восточного Кавказа. В позднеаптское время бассейн представлял собой теплый мелководный эвтрофный водоем, характеризующийся обильной поставкой терригенного материала. В ходе трансгрессии конца апта произошло накопление обогащенных органическим веществом осадков. После относительно кратковременного падения уровня моря в начале альба, по-видимому, начинается углубление бассейна, сопровождавшееся изменениями седиментационного режима, в котором существенно возрастает роль карбонатонакопления. При этом значительно обновляются, становятся более многочисленными и разнообразными ассоциации микропланктона, что отвечает более олиготрофным обстановкам открытого моря.

Пиролитические исследования отложений апта и альба в меловых разрезах Дагестана (разрезы Аймаки и Акуша) показали отчетливую корреляцию между величиной НІ и содержанием в породах ОВ. Как правило, при $C_{орг} < 1\%$ значения НІ менее 100 мг УВ/г ТОС (~ 30-70, кероген III типа); в тех случаях, когда величина $C_{орг}$ достигает нескольких процентов, значения НІ возрастают до 250–350 мг УВ/г ТОС. Из этих данных можно сделать вывод о существенном возрастании в общем балансе ОВ доли бассейнового органического вещества, по сравнению с поступившим в палеоводоем с суши (кероген II-III смешанного типа) во время формирования горизонтов углеродистых осадков.

В разрезах мела Дагестана установлено также присутствие высокоуглеродистых отложений, соответствующих позднеэоценовому палеоэкологическому событию ОАЕ2 [Гаврилов и др., 2009, 2013]. В них выявлены изотопные аномалии – положительная $\delta^{13}C$ и отрицательная $\delta^{18}O$, характерные также для этого интервала в других районах мира. Порода обогащены широким спектром химических элементов, хотя концентрация некоторых из них (Mo, Se) меньше, чем в типичных осадках аноксидных водоемов. Литолого-геохимические характеристики этих отложений свидетельствуют о нестабильности и ограниченности развития аноксидных обстановок в палеоводоеме.

Содержание $C_{\text{орг}}$ в породах ОАЕ2 достигает 7–9%. Причем рост концентраций происходит быстро, по резкой границе, отделяющей эти породы от подстилающих отложений. Однако распределение ОВ в отложениях ОАЕ2 весьма неравномерное, что связано с их циклической структурой: нижние части циклитов интенсивно обогащены ОВ при относительно низких содержаниях CaCO_3 ; в верхних частях, напротив, концентрации CaCO_3 существенно возрастают, а содержания $C_{\text{орг}}$ заметно уменьшаются вплоть до <1%.

В разрезах ОАЕ2 с наиболее отчетливо выраженной циклическостью хорошо видно, что толщина циклитов возрастает снизу вверх: с 4–5 до 12–15 см; одновременно увеличивается толщина обогащенных ОВ прослоев – с 1–1,5 до 5–10 см. При этом максимальные содержания $C_{\text{орг}}$ отмечены в верхней половине горизонта – в наиболее мощных циклитах. Следует отметить, что в подстилающих ОАЕ2 отложениях некоторые горизонты также обогащены ОВ. Так, в разрезах верхнего сеномана Хаджалмахи и Карекадани залегают пласты мергелей или глинистых известняков с содержанием $C_{\text{орг}}$ до 2–3%, но более высоких концентраций не отмечается. В разрезе Аймаки, в котором можно наблюдать распределение $C_{\text{орг}}$ в перекрывающих углеродистый горизонт отложениях, в некоторых слоях содержания $C_{\text{орг}}$ достигают 2%. В этом интервале отмечен известняковый пласт с линзами раннедиагенетических кремневых конкреций черного цвета. Эта окраска обусловлена присутствием на стадии диагенеза в иловых водах растворенного органического вещества. Поэтому даже в тех пластах известняков, в которых $C_{\text{орг}}$ в настоящее время содержится в минимальных количествах или отсутствует вовсе, можно достаточно уверенно предполагать изначальное наличие в осадках ОВ, которое в дальнейшем (преимущественно в диагенезе) было окислено и содержание которого резко сократилось вплоть до полного исчезновения.

Органическое вещество в породах верхнего сеномана присутствует в различной форме. В прозрачных шлифах образцов из углеродистых отложений видно, что преобладает бесструктурное ОВ, соответствующее коллоальгиниту. ОВ часто образует тонкие слойки, уплощенные линзочки длиной от сотых долей до нескольких миллиметров, располагающиеся параллельно напластованию. Для бесструктурного ОВ характерна бурая окраска различных оттенков. Рост концентраций $C_{\text{орг}}$ коррелируется с увеличением размера коллоальгинитовых сгустков. Для наиболее высокоуглеродистых разновидностей отложений характерны крупный размер коллоальгинитовых выделений и их многочисленность. В породах присутствует также примесь мелкого детрита наземного

ОВ в виде черных или темно-бурых обрывков растительных тканей. В подстилающих и перекрывающих углеродистый горизонт отложениях ОВ находится, как правило, в тонкодисперсном состоянии. Примесь тонкого растительного детрита в отложениях присутствует в сравнительно незначительных количествах, однако, поскольку остатки морских организмов не сохранились, именно ОВ этого типа является доминирующим.

Результаты пиролитических исследований ОВ в разрезах Аймаки и Леваши показывают, что ОВ в высокоуглеродистых слоях события ОАЕ2 отличается от ОВ вмещающих этот горизонт отложений верхнего сеномана. В отложениях, образовавшихся до и после ОАЕ2, величина водородного индекса в большинстве образцов менее 200 мг УВ/г ТОС и только в единичных образцах возрастает до 340 и выше. Таким образом, кероген во вмещающей толще преимущественно относится к II–III типам [Лопатин, Емец, 1987]. В самих углеродистых породах ОАЕ2 значения HI возрастают, достигая значений 500–700 мг УВ/г ТОС (кероген I–II типов). Вместе с тем в этом горизонте имеются прослойки с низким содержанием C_{org} и невысокой величиной HI, которая опускается до 130 (кероген III типа). Такие значения могут свидетельствовать о том, что при накоплении углеродистых осадков в них существенную роль играло бассейновое ОВ при резко подчиненной доле ОВ, поступающего с суши; однако периодически, в течение некоторого относительно непродолжительного периода времени соотношение между ними менялось, и доля бассейнового ОВ падала, а наземного, напротив, существенно возрастала. Изучение выделенного из пород мацерата ОВ показало, что он целиком представлен аморфной формой, по-видимому образовавшейся из водорослевой массы и бактериопланктона; органикостенный фитопланктон в СГ отсутствует (по данным Г.Н. Александровой). Учитывая состав ОВ в высокоуглеродистых слоях, его следует рассматривать как сапропелевое. Образование обогащенных ОВ отложений ОАЕ2 происходило на фоне быстрой эвстатической трансгрессии вследствие резкого роста биопродуктивности фитопланктона в водоеме.

В более высоких горизонтах разреза меловых (турон-маастрихт) отложений Восточного Кавказа существенного обогащения ОВ не отмечено. Вместе с тем довольно частые находки в известняках сульфидных конкреций могут свидетельствовать о первоначальном присутствии в них ОВ, которое было окислено и практически полностью израсходовалось в диагенетических и постдиагенетических процессах, протекавших в осадках.

Сопоставление мезозойских обогащенных ОВ отложений палеобассейнов различной климатической, палеогеографической и геодинамической позиции показывает, что они различаются по литолого-геохимическим характеристикам. Эти отложения формировались при разных типах седиментации – терригенном, смешанном карбонатно-терригенном, карбонатном. В них накапливалось различное по происхождению органическое вещество – могло доминировать как терригенное (поступавшее с суши), так и бассейновое (планктоногенное) ОВ. Соответственно различались и диагенетические преобразования в осадках этих палеобассейнов. Если восстановительный диагенез в ниже- и среднеюрских отложениях создавал условия в первую очередь для реакций сидеритообразования, то в меловых углеродистых осадках преобладали реакции сульфидообразования. В частности, с этим обстоятельством могло быть связано в первом случае возникновение углекислотного заражения наддонных вод бассейна, а во втором – сероводородного (по крайней мере, придонной части морских вод). Причем в обоих случаях возникновение таких обстановок могло отрицательно воздействовать на существование бентосных, а при определенных условиях и планктонных организмов.

При сравнении особенностей распространения углеродистых толщ в разрезах мезозоя Русской плиты и Кавказского региона выявляются некоторые общие закономерности и существенные различия. Так, ниже- и среднеюрский осадочные комплексы могли образоваться только в специфических тектонических условиях интенсивного прогибания ложа водоема при относительно низком уровне моря и отсутствии на протяжении ранней юры осадконакопления на Русской плите в это время. В поздней юре различия в условиях накопления углеродистых осадков были обусловлены, прежде всего, климатическими причинами – существованием в пределах РП преимущественно гумидных условий, а в Кавказском регионе – аридных. Что касается меловых эпизодов накопления осадков, обогащенных органическим веществом, то в целом они могли реализоваться как на плите, так и в Кавказском прогибе, но в последнем случае они более широко представлены вследствие большей полноты осадочной летописи, запечатленной в осадочных толщах прогиба.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 12-05-01138) и Программы Президиума РАН (программа № 27).

ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А.Д.* Введение в изучение геологии Европейской России. М.: Госгеолтехиздат, 1923. 320 с.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 1-4. М.; Л.: Всесоюз. Аэрогеол. трест. Мингео СССР, 1964–1968.
- Бойко Н.И.* Верхнеюрские горючие сланцы Северного Кавказа и условия их образования // Осадочные формации юга России и связанные с ними полезные ископаемые. М., 2011. С. 8–15.
- Бойко Н.И., Пушкарский Е.М., Седлецкая Н.М.* Горючие сланцы в верхнеюрских отложениях Северного Кавказа // Докл. АН СССР. 1989. Т. 305, № 6. С. 1455–1457.
- Брадучан Ю.В., Захаров В.А., Месежников М.С.* Стратиграфия и условия образования битуминозных отложений верхней юры-неокома Европейской части СССР и Западной Сибири // Осадочная оболочка Земли в пространстве и времени. Стратиграфия и палеонтология: Докл. сов. геологов на XXVIII сессии МГК / Под ред. Б.С. Соколова. М.: Наука, 1989. С. 108–115.
- Бушнев Д.А., Щепетова Е.В., Льюров С.В.* Органическая геохимия оксфордских высокоуглеродистых отложений Русской плиты // Литология и полез. ископаемые. 2006. № 5. С. 475–488.
- Гаврилов Ю.О.* Динамика формирования юрского терригенного комплекса Большого Кавказа: седиментология, геохимия, постдиагенетические преобразования. М.: ГЕОС, 2005. 301 с.
- Гаврилов Ю.О., Щепетова Е.В., Рогов М.А., Щербинина Е.А.* Седиментология, геохимия и биота волжских углеродистых отложений северной части Среднерусского моря (Костромская область) // Литология и полез. ископаемые. 2008. № 4. С. 396–424.
- Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Черкашин В.И.* Отображение глобальных и межрегиональных событий мезозоя и кайнозоя в осадочных комплексах северо-восточного Кавказа (Дагестан) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Южного федерального округа: сб. науч. тр. 2006. Вып. 50. С. 15–24.
- Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Голованова О.В., Покровский Б.Г.* Позднесеноманское аноксическое событие (ОАЕ2) в разрезе Аймаки Горного Дагестана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2009. Вып. 2. С. 94–108.

Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Голованова О.В., Покровский Б.Г. Позднесеноманское палеоэкологическое событие ОАЕ2 в восточно-кавказском бассейне северного Перитетиса // Литология и полез. ископаемые. 2013. № 6. С. 522–551.

Гавшин В.М., Захаров В.А. «Баженовиты» на Норвежском континентальном шельфе // Сов. геология и геофизика. 1991. Т. 32, № 1. С. 52–59.

Герасимов П.А., Мигачева Е.Е., Найдин Д.П., Стерлин Б.П. Юрские и меловые отложения Русской платформы // Очерки региональной геологии СССР. М., 1962. Вып. 5.

Гинзбург А.И. Атлас петрографических типов горючих сланцев. Л.: Недра, 1991. 116 с.

Горючие сланцы Европейского Севера СССР / Л.Ф. Васильева, В.А. Дедеев, Л.А. Дурягина и др. Сыктывкар: Коми научный центр УрО АН СССР, 1989. 152 с.

Захаров В.А., Боден Ф., Дзюба О.С., Дю В., Зверев К.В., Ренард М. Изотопные и палеоэкологические свидетельства высоких палеотемператур в кимеридже Приполярного Урала // Геология и геофизика. 2005. № 1. С. 3–20.

Леонов Г.П., Логинова Г.А. Основные черты геологического развития Дагестана в эпоху верхней юры и валанжина // Учен. зап. Моск. ун-та. 1956. Вып. 176. С. 87–103.

Лопатин Н.В., Емец Т.П. Пиролиз в нефтегазовой геохимии. М.: Наука, 1987. 145 с.

Манцурова В.Н., Здобнова Е.Н., Бубликова Л.В. Стратиграфия юрских отложений Северного Каспия // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Третье Всерос. совещ.: науч. материалы / под ред. В.А. Захарова. Саратов, 2009. С. 137–139.

Михайлова И.А., Барабошкин Е.Ю. Первые находки рода *Lithancylus Casey*, 1960 (*Ammonoidea*, *Ancyloceratidae*) в нижнем апте Ульяновского Поволжья // Палеонтол. журн. 2001. № 4. С. 32–42.

Олферьев А.Г. Стратиграфия юрских отложений Московской синеклизы // Юрские отложения Русской платформы. Л., 1986. С. 48–61.

Пронин А.П. Новые данные о строении юрских отложений Северо-Западного Приаралья // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: материалы Третьего Всерос. совещ. / под ред. В.А. Захарова. Саратов, 2009. С. 177–179.

Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время. Л.: Недра, 1967. 324 с.

Синицын В.М. Древние климаты Евразии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1966. Т. 2. 191 с.

- Средний и верхний оксфорд Русской платформы. Л.: Наука, 1989. 183 с.
- Страхов Н.М.* Горючие сланцы зоны *Perisphinctes panderi* d'Orb. (Очерк литологии) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1934. Т. XII, вып. 2. С. 200–248.
- Тимофеева З.В.* Фациально-геохимические условия образования диагенетических сидеритовых руд (на примере верхнеааленских отложений Дагестана) // Литология и полез. ископаемые. 1963. № 1. С. 88–107.
- Тиссо Б., Вельте Д.* Образование и распространение нефти. М.: Мир, 1981. 504 с.
- Щепетова Е.В., Рогов М.А.* Углеродистые горизонты в верхнекимериджских отложениях северной части Ульяновско-Саратовского прогиба (Русская платформа): биостратиграфия, седиментология, геохимия // Материалы V Всероссийского совещания «Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии» / под ред. Захарова В.А. и др. Екатеринбург, 2013. С. 249–251.
- Щербинина Е.А., Александрова Г.Н.* Переходный апт-альбский интервал Восточного Кавказа по данным изучения наннопланктона и диноцист // Микропалеонтология в России на рубеже веков / ред. Н.В. Горева, О.А. Корчагин. М., 2005. С. 154–155.
- Ясаманов Н.А.* Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена Юга СССР. М.: Недра, 1978. 224 с.
- Arthur M.A., Jenkyns H.C., Brumsack H.-J., Shlanger S.O.* Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich cretaceous sequences // Cretaceous Resources, Events and Rhythms. Background and Plans for Research / Eds R.N. Ginsburg, B. Beaudon. NATO ASI Series C. 1988. Vol. 304. P. 75–121.
- Casey R.* The stratigraphical palaeontology of the Lower Greensand // Palaeontology. 1961. Vol. 3. P. 487–621.
- Głowniak E., Kiselev D.N., Rogov M., Wierzbowski A., Wright J.* The Middle Oxfordian to lowermost Kimmeridgian ammonite succession at Mikhalenino (Kostroma District) of Russian Platform, and its stratigraphical and palaeogeographical importance // Volumina Jurassica. 2010. Vol. 8. P. 8–45.
- Hantzpergue P., Baudin F., Mitterand V.* et al. The Upper Jurassic of the Volga basin: ammonite biostratigraphy and occurrence of organic-carbon rich facies. Correlations between boreal- subboreal and submediterranean provinces // Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle. 1998. Vol. 179. P. 9–33.

Langrock U., Stein R., Lipinsk M., Brumsack H.-J. Paleoenvironment and sea-level change in the early Cretaceous Barents Sea—implications from near-shore marine sapropels // *Geo-Marine Lett.* 2003. Vol. 23(1). P. 34–42.

Morgans-Bell H.S., Coe A.L., Hesselbo S.P., Jenkyns H.C., Weedon G.P., Marshall J.E.A., Tyson R.V., Williams C.J. Integrated stratigraphy of the Kimmeridge Clay Formation (Upper Jurassic) based on exposures and boreholes in south Dorset, UK // *Geol. Mag.* 2001. Vol. 138. P. 511–539.

Mutterlose J., Böckel B. The Barremian-Aptian interval in NW Germany: a review // *Cretaceous Res.* 1998. Vol. 19. P. 539–568.

Thierry J. Early Tithonian (141–139 My) // *Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps / Eds Dercourt J. et al.* Paris: CCGM/CGMW, 2000. P. 99–110.

Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of elements in some major units of the Earth's crust // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1961. Vol. 72, № 2. P. 175–192.

Wedepohl K.H. The composition of the upper Earth crust and the natural cycles of selected metals // *Metals and their compounds in the environment / Eds. E. Merian et al.* Weinheim, 1991. P. 3–17.

ПРИЛОЖЕНИЕ

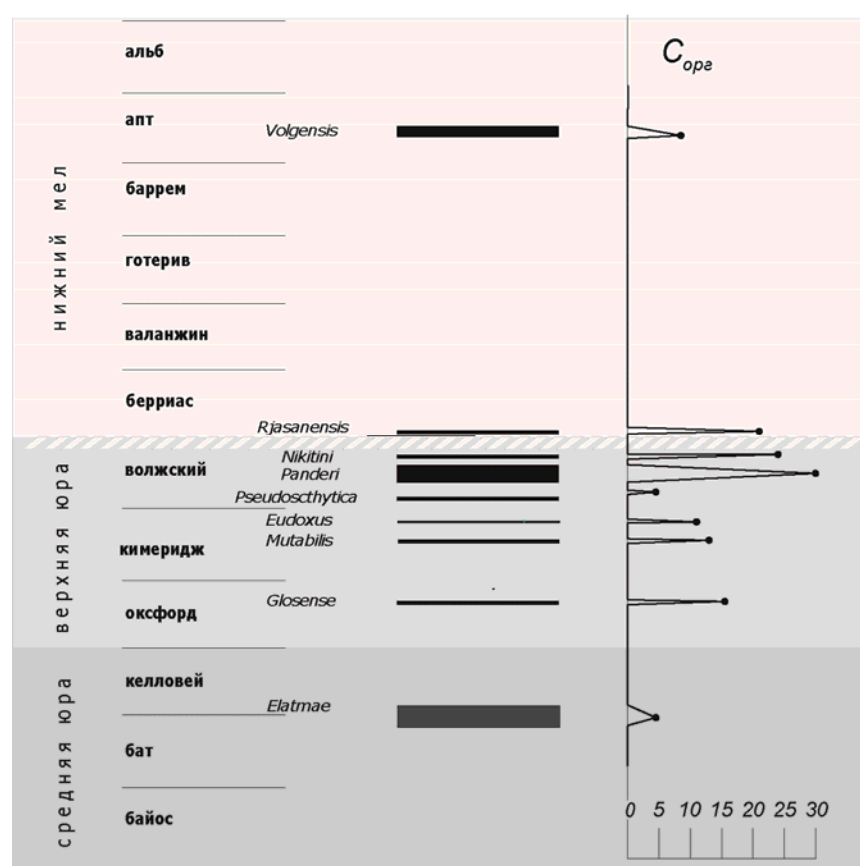


Рис. 1. Распространение углеродистых отложений в разрезе мезозоя Русской плиты



Рис. 2. Схема распространения оксфордских углеродистых отложений на Русской плите

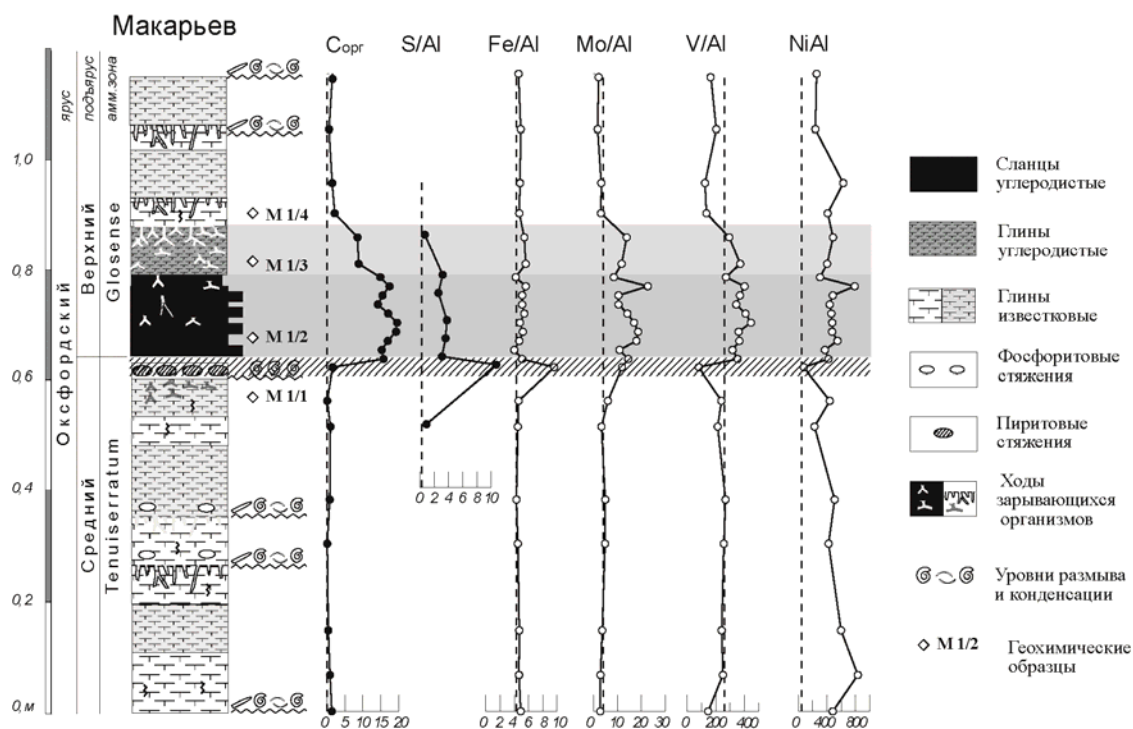


Рис. 3. Литологическая колонка средне-верхнеоксфордских отложений у г. Макарьева (правый берег р. Унжи, Костромская обл.) и распределение в разрезе концентраций $S_{орг}$ и некоторых химических элементов. Концентрации пересчитаны на бескарбонатное вещество. Пунктиром показано среднее содержание элементов в глинистых породах (по [Turekian, Wedepohl, 1961; Wedepohl, 1991])



Рис. 4. Распространение киммериджских углеродистых отложений на Русской плите и расположение изученных разрезов

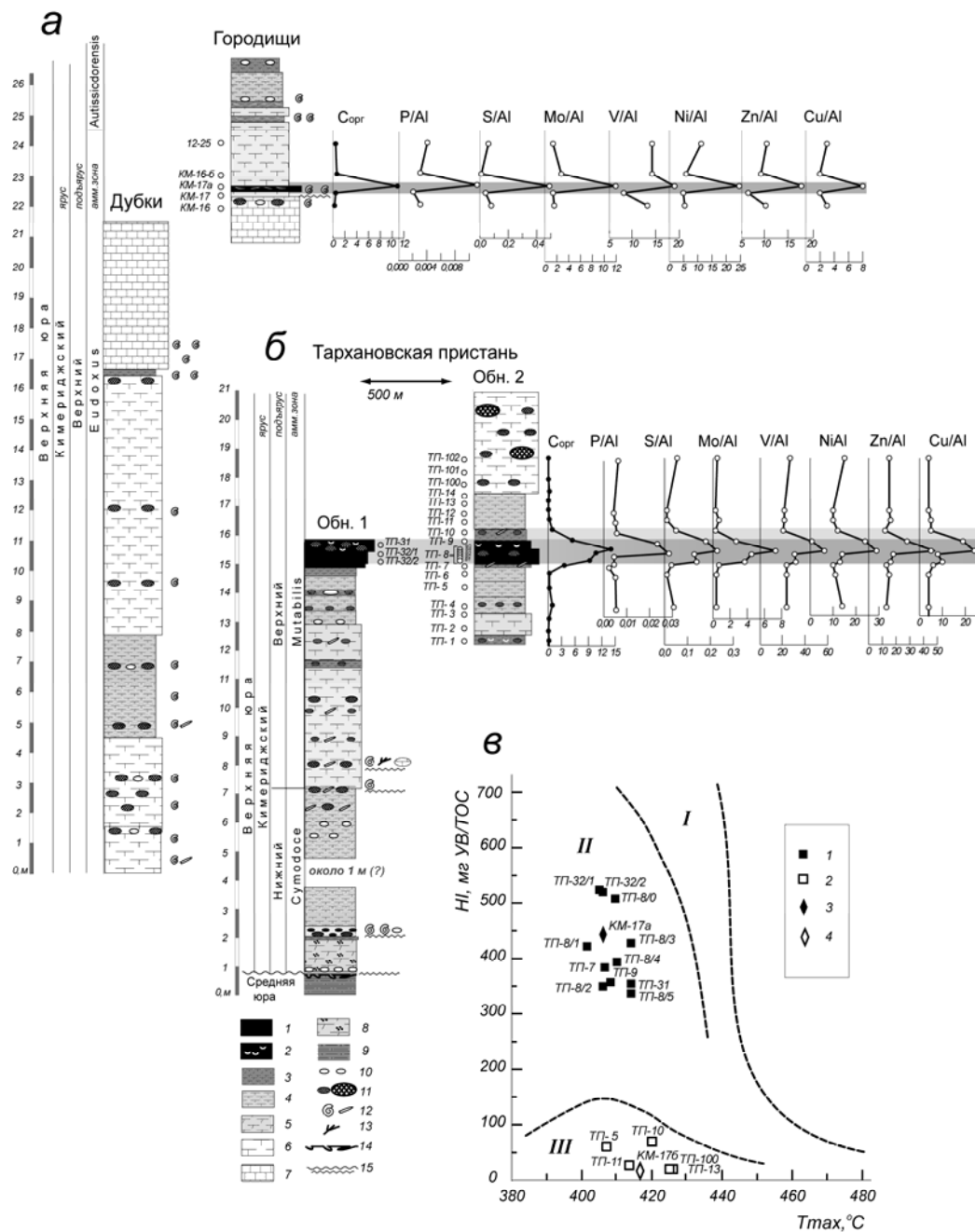


Рис. 5. Разрез верхнего кимериджа северной части Ульяновско-Саратовского прогиба, распределение в отложениях некоторых химических элементов и пиролитических (Rock-Eval) параметров: *а* – средняя часть (Дубки) и фрагмент верхней части (Городище) разреза; *б* – нижняя часть разреза (Тархановская пристань): 1 – сланцы углеродистые; 2 – раковины бентосных моллюсков в сланцах; 3 – глины с повышенным $C_{орг}$ (до 3–3,5%); 4–6 – глины известковистые с разным содержанием биогенного $CaCO_3$; 7– известняки глинистые пелитоморфные; 8 – мергели глауконитсодержащие; 9 – глины бескарбонатные алевритистые; 10 – фосфоритовые конкреции; 11 – пиритовые конкреции; 12 – аммониты, белемниты; 13 – остатки обугленной древесины; 14 – softground; 15 – перерывы, размывы; *в* – пиролитические параметры и типы керогена на диаграмме Ван-Кревелена: 1–2 – отложения верхней части разреза (1 – углеродистые сланцы; 2 – глины); 3–4 – отложения нижней части разреза (3 – сланцы; 4 – глины)

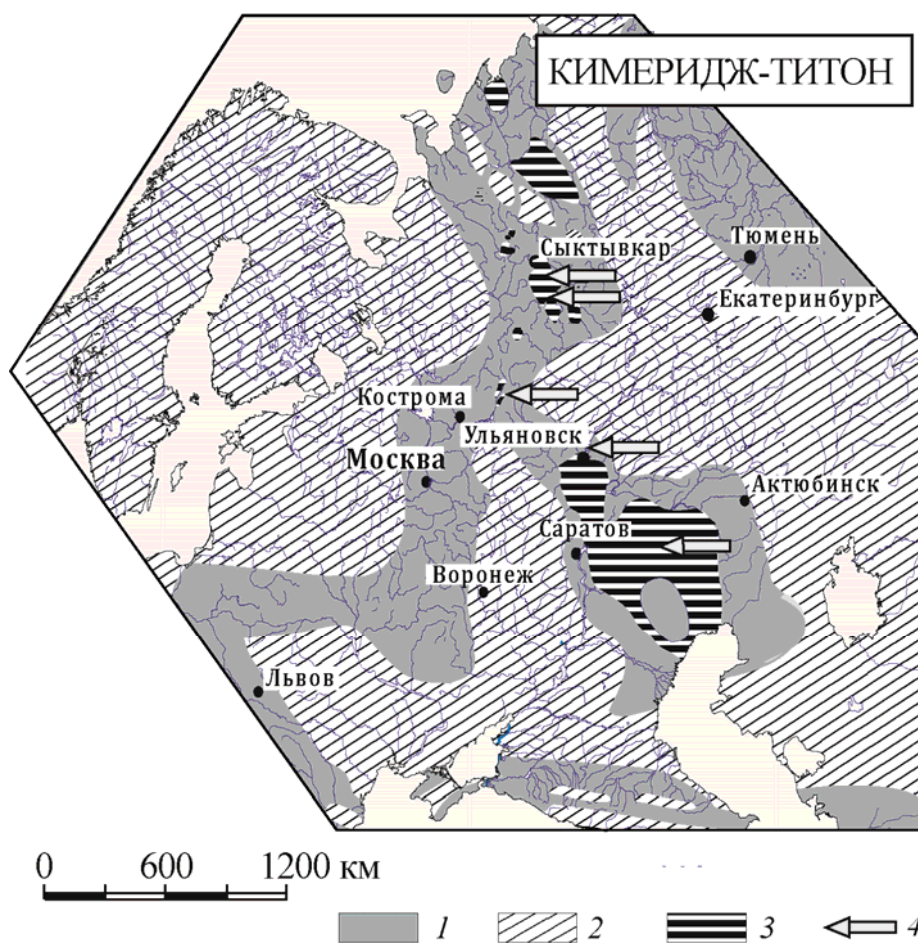


Рис. 6. Палеогеографическая схема Русской плиты в киммеридже-титоне (по [Герасимов и др., 1962; Атлас..., 1964, и др.]) и распространение средневожской сланценой толщи: 1 – море; 2 – суша; 3 – углеродистые толщи; 4 – положение изученных разрезов

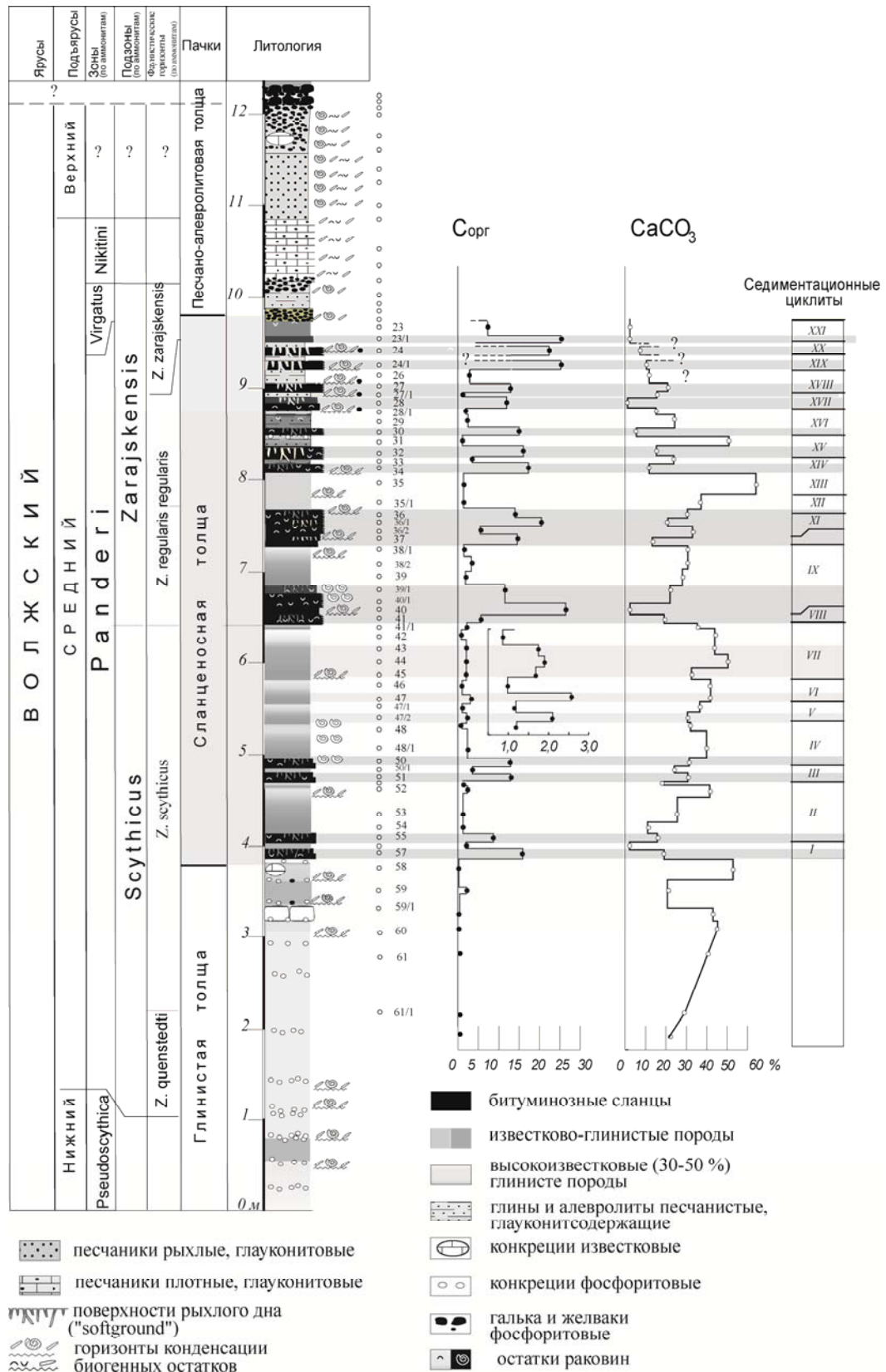


Рис. 7. Литологическая колонка разреза «Городище» и распределение $C_{орг}$ и $CaCO_3$ в отложениях средневожской сланцевосной толщи

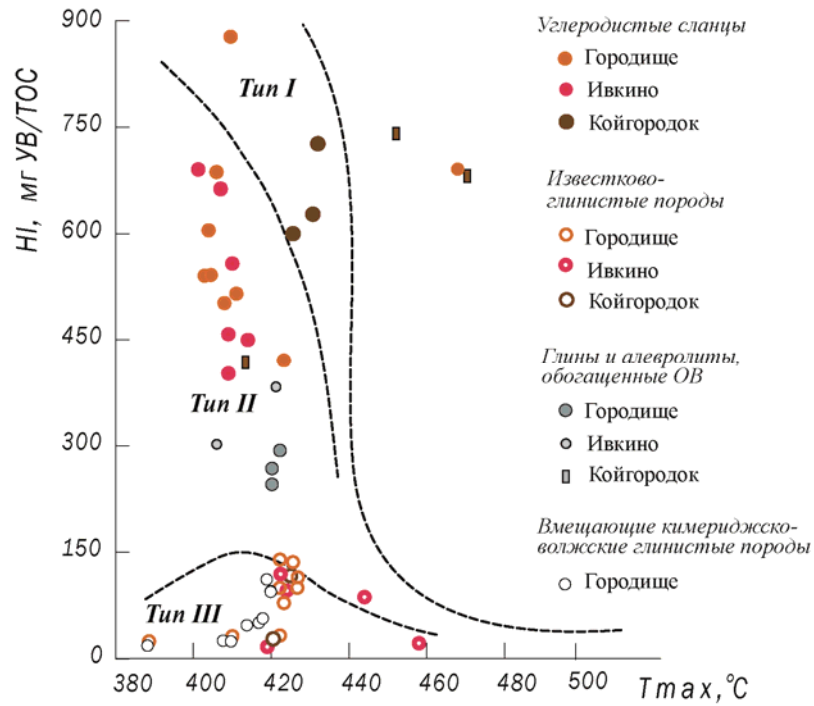


Рис. 8. Типы керогена в отложениях средневожской сланценозной толщи

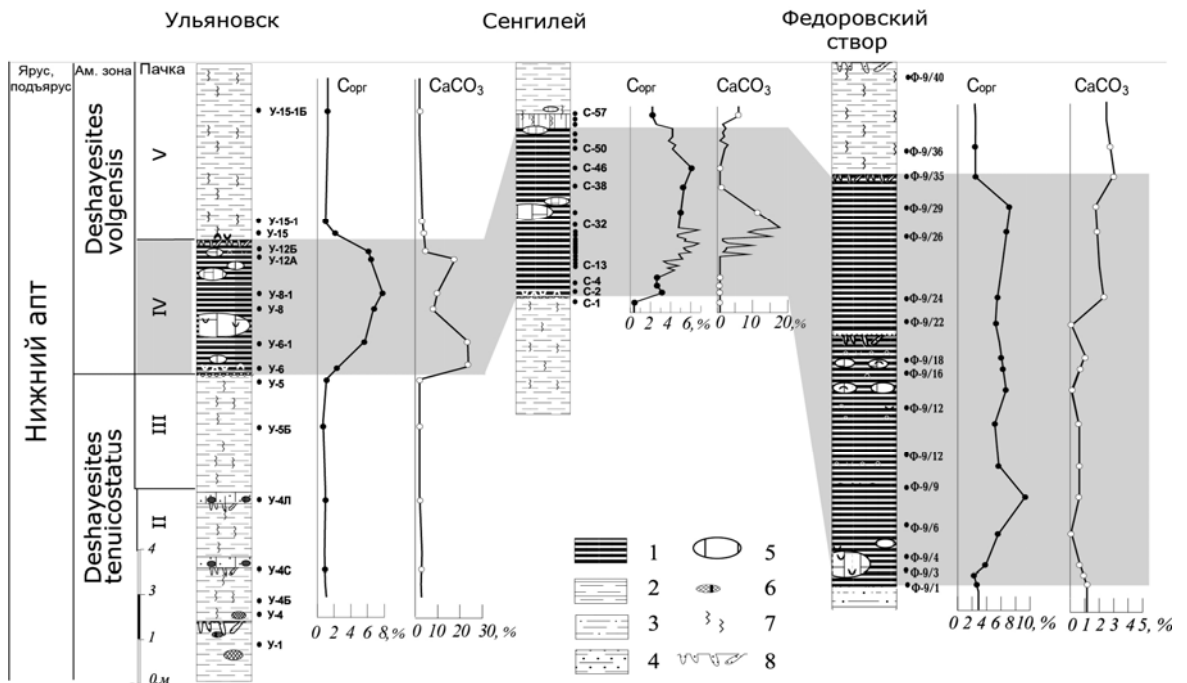


Рис. 9. Распределение $C_{орг}$ и $CaCO_3$ в отложениях аптского битуминозного горизонта: 1 – битуминозные сланцы; 2 – глины; 3 – глины алевроитовые; 4 – глины песчаные; 5 – известковые конкреции («аптская плита»); 6 – пиритовые конкреции; 7 – биотурбация; 8 – ходы илоедов

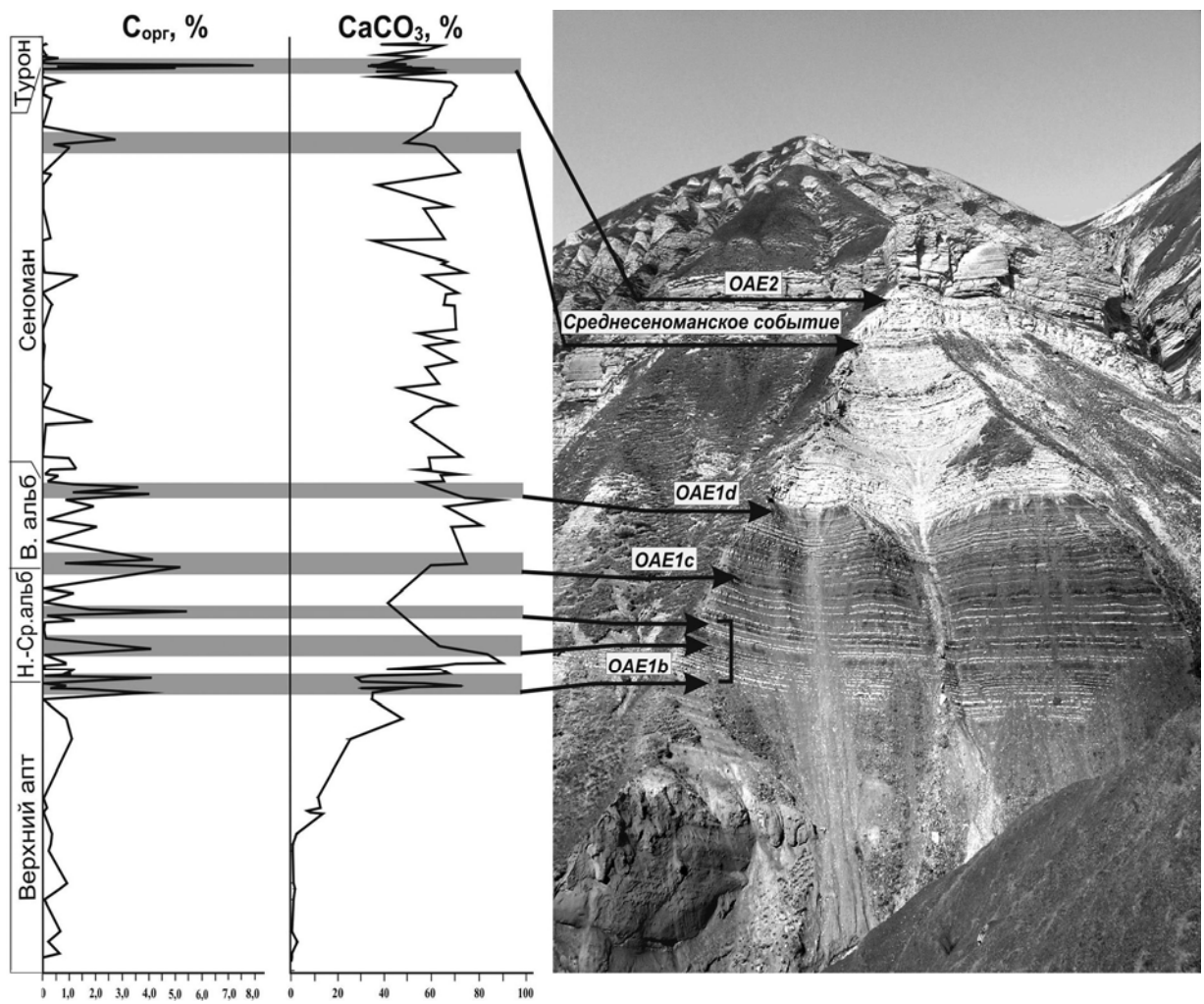


Рис. 10. Отложения апта – турона в разрезе Аймаки, Горный Дагестан (по [Гаврилов и др., 2006])