

А.Е. Лукин

Институт геологических наук НАНУ, Киев

ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫЕ ФОРМАЦИИ ЭВКСИНСКОГО ТИПА — МЕГАЛОВУШКИ ПРИРОДНОГО ГАЗА

Основные ресурсы сланцевого газа связаны с черносланцевыми (гидрокарбонелитовыми) формациями эвксинского типа. Это отложения задуговых бассейнов, что определяет форму и литологию газоносных черносланцево-формационных тел — (мега)месторождений (плеев) сланцевого газа Северной Америки и приуроченных к ним перспективных объектов в других странах (в частности, в Украине).

Ключевые слова: черные сланцы, эвксинский тип, задуговые бассейны, нетрадиционный газ.

Введение

Грандиозные успехи США и Канады в освоении сланцевого газа (СГ), помимо мощного экономического и технического потенциала, обусловлены различными геологическими факторами и, прежде всего, особенностями истории осадконакопления на Северо-Американском континенте. Вследствие своеобразия тектоно-геодинамических и палеогеографических условий здесь в широком хроностратиграфическом диапазоне (кембрий — эоцен) образовались многочисленные черносланцевые (black shale) формации. С ними связаны ареалы сланцевой газоносности, которые можно рассматривать как группировки месторождений СГ, его (мега)месторождения или как плеи (plays) (рис. 1). Трактовка последнего термина в англоязычной и отечественной литературе неоднозначна. В данном случае под плеями понимаются связанные с указанными формациями перспективно газоносные поля, в пределах которых целесообразно проводить геологоразведочные работы. По многим из них дана оценка прогнозных ресурсов газа, а девять успешно разрабатываются, что и обеспечило пресловутый скачок США в добыче природного газа с его общеизвестными глобально-энергетическими и геополитическими последствиями [6, 18]. Показательно, что список двадцати наиболее крупных газовых месторождений Северной Америки (по оценке доказанных запасов на 2013 г.) возглавляют Барнет (точнее его сегмент Нью-Арк) и

© А.Е. ЛУКИН, 2013



Рис. 1. Основные ареалы и тренды сланцевой газоносности недр Североамериканского континента

Марцеллус, связанные с одноименными черносланцевыми формациями. В их число также входят Хейнесвилл, Файетвилл, Энтрим и Биг Сэнди, занимающие соответственно четвертое, пятое, пятнадцатое и восемнадцатое места. Кроме того, в указанном перечне — восемь (из 20!) газовых месторождений центрально-бассейнового (ЦБ) типа, связанных с депрессионными отложениями, в составе которых, наряду с плотными терригенными коллекторами, большую роль играют черные сланцы (ЧС) в тонком переслаивании с фанероморфными породами. И таких «гибридных» нетрадиционно-газоносных формаций, по-видимому, больше, чем сугубо сланцевых или плотных терригенных коллекторов. При этом именно ЧС, благодаря катагенетической мобилизации нефтяных масел из исходного преимущественно сапропелевого органического вещества (ОВ) и неравномерной гидрофобизации пород, являются фактором включения капиллярного «насоса» [13, 16], который обеспечивает поступление метана в неравномерно гидрофобизованные породы. (Ю.Я. Большаков [3] в свое время отнес Сан-Хуан, Дип-Бейси и другие месторождения ЦБ газа к капиллярно-экранированным залежам, однако природа гидрофобности плотных терригенных коллекторов оставалась неясной). Таким образом, именно ЧС являются главным «потенциалзадающим» компонентом нетрадиционно-газоносных формаций, а собственно чернослан-

цевые формации играют роль колоссального «газового буфера», который может обеспечить достигнутый в 2002—2009 гг. чрезвычайно высокий уровень добычи газа в США (свыше 600 млрд м³ в год) на протяжении многих лет.

Главным критерием отличия газоносных сланцев от обычных осадочных пелитоморфных пород является содержание, природа и степень катагенеза ОВ. Учитывая терминологическую путаницу [13, 18], следует еще раз подчеркнуть, что СГ связаны с сугубо (водно)осадочными тонко- и микрослоистыми преимущественно пелитоморфными породами различного минерального состава (глинистые и карбонатные минералы, SiO₂, а также дисульфиды железа, фосфаты и др. — в различных, широко варьирующих соотношениях). Их сланцеватость обусловлена литогенетическими факторами (седиментационная слойчатость, усиленная процессами диагенетического и катагенетического уплотнения и эмиграции из ОВ масел и других наиболее подвижных жидких и газообразных углеводородных компонентов). Для их обозначения в англоязычной литературе используется термин «black shales», русский эквивалент которого — «черные сланцы» — не вполне удачен, а такие его синонимы, как доманикиты, доманикоиды и др., не отражают всего литологического многообразия потенциально газоносных ЧС [18]. Термин «гидрокарбопелиты» [11], который отражает две главные черты этих пород — их преимущественно пелитоморфную структуру и химический состав ОВ, не получил распространения, в то время, как термин «черные сланцы» прочно укоренился в отечественной литературе [31]. Автор и сам пользуется этим термином (как синонимом термина «гидрокарбопелиты»), хотя далеко не все ЧС черного цвета, а сланцеватость в данном случае связана с тонкой и (микро-) слойчатостью и возникновением вследствие давления нагрузки «параллельных ей сомкнутых парных плоскостей раздела» [23, с. 64]. Формирование ЧС, если относить к ним, с одной стороны, горючие сланцы, а с другой — метаморфические породы типа «schist», происходит в очень широком диапазоне давлений и температур. Промышленная газоносность ЧС связана с интервалом МК₁ — АК₂, включая основную часть главной зоны нефтеобразования и главную зону газообразования в их традиционном понимании [23]. Таким образом, ни горючие сланцы, с одной стороны, ни глинистые и аспидные сланцы (shivers, slates), с другой, ни, тем более, шунгиты и графитовые сланцы, а также эндогенные углеродистые метасоматиты коллекторами СГ не являются. Что касается горючих сланцев, то из них, как известно более 200 лет, можно получать синтетический газ и нефть, которые в «готовом» виде в типичных горючих сланцах отсутствуют, а если бы и присутствовали, то их нельзя было бы извлечь из-за обилия коллоидного сапропелевого ОВ и гидрофильного глинистого вещества с большим количеством смектитовых фаз. Что касается глинистых, аспидных и более высокометаморфизованных сланцев, то связанный с их незначительной пористостью (менее 3%) дисперсный газ содержит лишь следы метана.

Генетические типы горючих сланцев (по Н.М. Страхову)

Промышленно газоносные ЧС представляют собой листоватые (тонкорасщепляющиеся) преимущественно темноокрашенные (реже — зеленовато-серые, оливковые, коричневые и т.д.) тонко- и микрослоистые породы с содержанием ОВ от 3 до 20 %, которые присутствуют в разнообразных континентальных

(озерных, болотных), переходных (заливно-лагунных, приморскоозерных, лиманских, маршевых) и морских (в широком диапазоне глубин — от мелководья до больших глубин) фациальных обстановках. Они характеризуются разнообразием минерального состава, структурно-текстурных особенностей, химизма ОВ, что обусловлено, в свою очередь, различной степенью катагенеза их исходного субстрата в широком диапазоне тектоно-геодинамических и палеогеографических условий. Как уже отмечалось [16, 18], газоносные сланцы, учитывая потери ОВ (прежде всего, за счет масел и других наиболее подвижных фракций битумоидов) в результате катагенетических преобразований, первоначально представляли собой горючие сланцы — осадочные глинистые, карбонатно-глинистые, кремнистые тонкослоистые породы с содержанием преимущественно сапропелевого (алинового, амикагинового) ОВ от 20 до 60—80 %, которое при нагревании без доступа воздуха разлагается с выделением сланцевой нефти (масла), газообразных УВ и воды [5].

Горючие сланцы, распределение которых в стратисфере, помимо формационного контроля, определяется катагенетической зональностью и ограничивается зоной диагенеза — протокатагенеза («низкокачественные» — с содержанием ОВ 20—30 % — встречаются и в верхней части зоны мезокатагенеза), как и их современные аналоги — сапропелевые илы, являются не только эвриклиматическими, эвригидрологическими, но и эврилитогединамическими [11] отложениями. Условия накопления в больших количествах фито- и (или) зоопланктонного (с подчиненной ролью бентоса) ОВ возникают, как известно, в седиментационных бассейнах с различным газовым режимом и солевым составом как при гумидном, так и аридном литогенезе [24, 25]. При всем фациальном разнообразии горючих сланцев и ЧС, формирующихся на горючесланцевом субстрате, это преимущественно морские отложения, в которых еще Н.М. Страховым было выделено «по крайней мере четыре фациальных типа накоплений органического вещества» [24, с. 317]: 1) приустьевой (подводно-дельтовый), обусловленный расцветом планктона в связи с поступлением биогенных компонентов, сносимых с водосборных площадей; 2) пелагический, связанный с накоплением в больших масштабах и объемах планктоногенного ОВ среди тонкозернистых глинистых и (или) карбонатных отложений «в более или менее четко выраженной пелагической области»; 3) отложения «подводных водорослевых лугов или подводных зарослей морских трав»; 4) рифовый тип — «миниатюрные» скопления ОВ (частью — планктоногенные, частью — за счет высшей растительности из группы лепидофитов, «растущих на отмелях участках рифовой полосы и в «небольших межрифовых депрессиях») [24, с. 318]. Согласно Н.М. Страхову, «приустьевой и рифовый типы горючих сланцев имеют совершенно ничтожное значение в общем балансе морских накоплений органики» [24, с. 318], в то время, как пелагические отложения второго и третьего типов характеризуются «огромными массами горючих сланцев». При этом «наиболее распространенным генетическим типом горючих сланцев и битуминозных отложений вообще» (курсив Н.М. Страхова) является планктоногенный пелагический тип, к которому он относит «доманиковые отложения Русской платформы и западного склона Урала, сидониевые сланцы J₁ Германии, хадумские и среднесарматские сланцы Кавказа, юрезанские сланцы Уфимского плато, многие граптолитовые сланцы, в том числе диктионемовый, и многие другие горючесланцевые горизонты» [24, с. 317—318]. Судя по указанно-

му перечню, Н.М. Страхов, по-видимому, также считал, что горючие сланцы и те породы, которые сейчас относят к категории «black shales» и «oil shales», связаны постепенными переходами, обусловленными разной степенью катагенеза, хотя вопрос о катагенетических потерях ОВ им не рассматривался.

Что касается третьего генетического типа, представленного пелагическими отложениями, обогащенными не планктоногенным, а фитобентогенным ОВ, то по мнению Н.М. Страхова, он, возможно, тоже широко распространен, но трудно диагностируем, в связи с чем можно пока указать лишь его «единичные представители», к которым Н.М. Страхов отнес горючие сланцы зоны *Perisphinctes Panderi* D'orb., а также предположительно ордовикские кукерситы Эстонии [24, с. 318]. Однако за прошедшие с тех пор свыше 50 лет количество достоверных примеров пелагических фитобентогенных горючих сланцев существенно не увеличилось.

Указанные генетические типы горючих сланцев (субстраты формирующихся вследствие катагенетических преобразований ЧС), в отличие от углей, в морях и океанах образуются в условиях как гумидного, так и аридного климата. Указывая на биклиматичность морских горючих сланцев, Н.М. Страхов отметил, вместе с тем, существенные различия их гумидных и аридных поясов по соотношению указанных генетических типов [24, 25]. Для аридных горючесланцевых поясов характерен преимущественно пелагический планктонный генетический тип. При этом, если «планктоногенных горючих сланцев в аридных морях много, и они значительно варьируют по своим петрографическим признакам, бентогенные едва улавливаются, а известные их представители отличаются ничтожными размерами и приурочиваются к специфическим обстановкам» [24, с. 318]. Исключения составляют барьерно-рифовые пояса аридных зон, где донная флора водорослей и высших растений может быть фактором образования горючих сланцев в виде прослоев, пачек и линз в разрезе рифогенно-карбонатных комплексов (верхний девон Припятской и Днепровско-Донецкой впадин (ДДВ), нижняя пермь ДДВ и Предуральяского прогиба и т.д.).

О роли сероводородного заражения в накоплении сапропелевых илов

Отдавая должное стройности и убедительности разработанной Н.М. Страховым теории литогенеза вообще и базирующейся на ней генетической типизации горючих сланцев, в частности, следует отметить ее известную односторонность. Применительно к горючим сланцам, в том числе и бывшим, она проявляется в полной мере. Ряд закономерностей пространственно-временного их распределения в рамках данной концепции не находят своего объяснения. Прежде всего, это касается существования тяготеющих к переходным интервалам хроностратиграфической шкалы эпох накопления black shales, которые в современной стратиграфии и исторической геологии фигурируют как «бескислородные события» (anoxic events) [27]. Здесь уместно вспомнить о том, какой сокрушительной критике в свое время подверг Н.М. Страхов представления многих исследователей (включая и А.Д. Архангельского) о ведущей роли сероводородного заражения в накоплении тонкозернистых осадков, обогащенных ОВ сапропелевого (и смешанного) состава. Детально характеризуя фациальные и

палеоэкологические особенности доманикового горизонта (известняки, черные известняки, черные мергели и «собственно горючие сланцы доманика» — черные листоватые «углеподобные» породы с содержанием сапропелевого ОВ 7—35 %), Н.М. Страхов приходит к выводу о том, что остатки разнообразной фауны «доманиковых отложений доказывают, что генерировавший их бассейн представлял собой море с нормальным газовым режимом и без сероводородного заражения нижних горизонтов воды» [24, с. 320]. «Причину же обогащения доманиковых пород органическим веществом следует видеть в большой биопродуктивности доманикового моря», о чем свидетельствует обилие зооплантона (тентакулитесов и стиллолин) [24, с. 320]. По мнению Н.М. Страхова, это позволяет предполагать, что главным фактором накопления органики является «именно планктонная, а не донная пленка биоса и, в частности, фитопланктон, без усиленного развития которого было бы невозможно усиленное развитие зоопланктона... иначе говоря, доманиковому морю были, по-видимому, свойственны периодические (в году) цветения планктона» [24, с. 320].

Единственное уязвимое место этих убедительно обоснованных соображений — то, что они не доведены до конца. Отсутствуют ответы на вопросы: 1) в чем причина периодического цветения планктона и 2) как отражалось это явление на газовом режиме доманикового морского бассейна. В качестве непосредственного фактора указанного цветения и повышенной биопродуктивности доманикового моря в [24] совершенно справедливо указывается «привнос больших масс питательных компонентов (фосфатов, нитратов и др.)». Однако, отмечая отсутствие признаков привноса «биогенных элементов с берега» (в этом случае основные массы ОВ были бы сосредоточены на западной окраине бассейна, а они сдвинуты в ее восточную часть), Н.М. Страхов связывает их поступление с интенсивной циркуляцией воды, «вызванной метеорологическими факторами» [24, с. 320]. Последнее, в свете современных тектоно-геодинамических и прежде всего литогеодинамических [11] представлений выглядит явно неубедительно.

Закономерности распределения фаций и основных скоплений ОВ в доманиковом горизонте свидетельствуют о мощном влиянии на биогенную седиментацию, во-первых, Уральского глубоководного бассейна (апвеллинг), а во-вторых, — процессов активизации рифтогенеза (Печоро-Колвинский, Варандей-Адзвинский, Вятский, Серноводско-Абдулинский, Бирско-Верхнекамский, Припятско-Днепровско-Донецкий и др. авлакогены Восточно-Европейской платформы (ВЕРП) [11]. При этом следует подчеркнуть существенные различия во влиянии на газовый режим рифтовой и субдукционной геодинамики. Наиболее длительным стабильным сероводородным заражением (судя по изотопным данным — при значительной роли глубинного сероводорода) характеризуются задуговые морские бассейны эвксинского типа, а соответствующие тектоно-геодинамические фазы (историко-геологические этапы) соответствуют наиболее длительным эпохам накопления гидрокарбонатов. Более того, эвксиниты (гидрокарбонаты с явными признаками микробиологических сульфатредуцирующих процессов — осадки с H_2S -заражением придонной воды) являются важнейшими литогеодинамическими типами отложений и, в то же время, характерными индикаторами специфических геодинамических условий [8, 11].

Эвксиниты — основной генетический тип ЧС, с которыми связаны месторождения СГ

А.Д. Архангельский, рассматривая развитие в Индоло-Кубанском прогибе, Предкавказье и «в составе горных сооружений» Северного Кавказа мощные толщи олигоценых и миоценовых «глинистых сланцев, нередко весьма бедных ископаемыми, а иногда и вовсе лишенные последних», «с горизонтами глин и известняков, настолько обогащенных органическим веществом, что они представляют собой горючие сланцы», в качестве типичных «нефтематеринских свит», пришел к выводу об их накоплении «в зараженных сероводородом бассейнах типа Черного моря» [1, с. 255]. Не отрицая того, что образовавшиеся именно в таких условиях сапропелевые илы Черного моря являются «субфоссильным горючесланцевым горизонтом» [24, с. 327], Н.М. Страхов, как уже отмечалось, пришел к выводу о том, что «причиной усиленного накопления органического вещества в древнечерноморских отложениях никак не могло быть сероводородное заражение наддонной воды» [24, с. 327]. Однако широкое развитие микробиогенного фрамбоидального дисульфида железа в разновозрастных ЧС, изотопно-геохимические особенности их $C_{орг}$ и сульфидной серы, интенсивная генерация ОВ метанотрофными бактериями в глубоководных бассейнах, запечатленные в стратиффере многократные черносланцевые эпохи, связанные с глобальными бескислородными событиями и соответствующие им фациальные и формационные ряды — свидетельствуют о том, что при несомненном наличии различных генетических типов ЧС наиболее крупные черносланцево-формационные тела сложены преимущественно эвксинитами. И именно с ними связаны все известные в настоящее время месторождения и плеи СГ [18]. Все они в тектоно-геодинамическом отношении представляют собой отложения относительно глубоководных котловинных морских бассейнов черноморского типа с признаками интенсивных сопряженных процессов газоотдачи морского дна, газогидратообразования и сероводородного заражения.

Газоотдача дна, хорошо изученная в Черном море [10, 28], обусловлена его «ситовой» («рассеянный спрединг») проницаемостью, и ЧС-эвксиниты входят в число основных индикаторов этого специфического литогеодинамического режима [8, 11]. Она осуществляется через систему элементарных очагов разгрузки, а ее интенсивность определяется, таким образом, их количеством и дебитом. В пределах каждого из них фильтрационная (струйная) миграция сочетается с диффузионной и диффузионный столбообразный поток «вмещает» одну или несколько газовых струй [17]. При большой плотности элементарных очагов разгрузки и соответствующих соотношениях струйных дебитов с гидрологическим режимом диффузионные потоки сливаются, что способствует гидратообразованию на обширных участках. Процессы разрушения газогидратов вследствие повышения температуры при погружении осадочной толщи во многом определяют структурно-текстурные и петрофизические свойства гидрокарбонатных отложений. В тех случаях, когда они не сопровождаются карбонатообразованием, возникает сложная каверно-поровая пустотность, дальнейшая судьба которой определяется характером диагенетических и катагенетических процессов. Большой частью она заполняется арагонитом и (или) кальцитом, в процессе растворения которых формируется вторичная кавернозность и пористость [17]. При заполнении

ранними генерациями углеводородов она может сохраняться на протяжении различных этапов эволюции бассейна. Именно указанными факторами и механизмами можно объяснить морфологические особенности кавернозно-вторичнопоровой пустотности баженинтов, монтериитов и других нетрадиционных коллекторов нефти, которые, с одной стороны, явно связаны с первыми текстурными особенностями, а с другой — обнаруживают признаки многофазного заполнения различными флюидами, разнообразной минерализацией и ее неоднократным растворением. Указанные явления широко распространены в разновозрастных гидрокарбонатных (черносланцевых) формациях газосланцевых плейв Северной Америки (Барнет, Марцеллус и др.).

Ярким примером в этом отношении является уникальное месторождение СГ Марцеллус, которое совместно с нижним Гуроном и Аттикой образует единый гигантский ареал (территория штатов Огайо, Западная Виржиния, Пенсильвания и частично Нью-Йорк) верхнедевонских и миссисипских ЧС с огромными нетрадиционно-газовыми ресурсами [18]. Собственно Марцеллус в административном отношении расположено на территории Пенсильвании (вплоть до границы со штатом Нью-Йорк), а в тектоническом — это сегмент внешней зоны Преаппалачского прогиба и часть огромного сланце- и угленосного Аппалачского бассейна. ЧС в виде пластов, пачек и толщ широко распространены здесь в среднем и верхнем девоне, миссисипии, а также в пенсильвании. Уникальна толща или точнее пачка (member) среднедевонских ЧС (20—80 м и более), залегающая на площади ~17500 км² и повсеместно газоносная. Пока это основной газодобывающий горизонт, залегающий на глубинах 1500—2400 м (рис. 2). Содержание ОВ в среднем составляет 5 %; степень катагенеза варьирует от ПК₃ до МК₂ и более; пористость 1—5 %. Несмотря на относительно низкую плотность эксплуатационного бурения (~500 скважин со средней длиной горизонтального ствола ~1250 м с начальными дебитами до 200000 м³/сут.), в ближайшей перспективе это наиболее

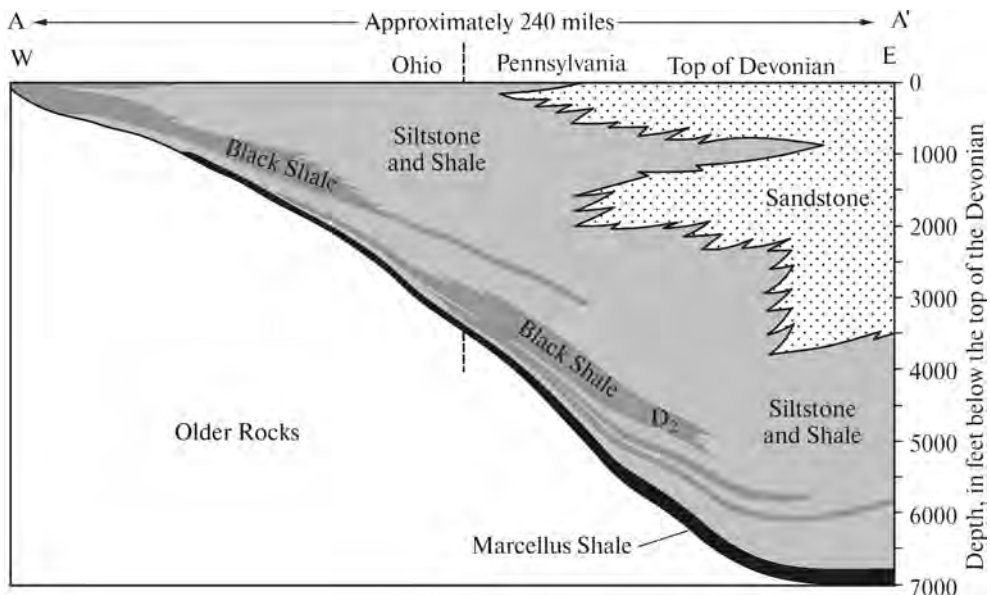


Рис. 2. Геологическое строение месторождения СГ Марцеллус (по Pashin and Ettensohn, 1995)

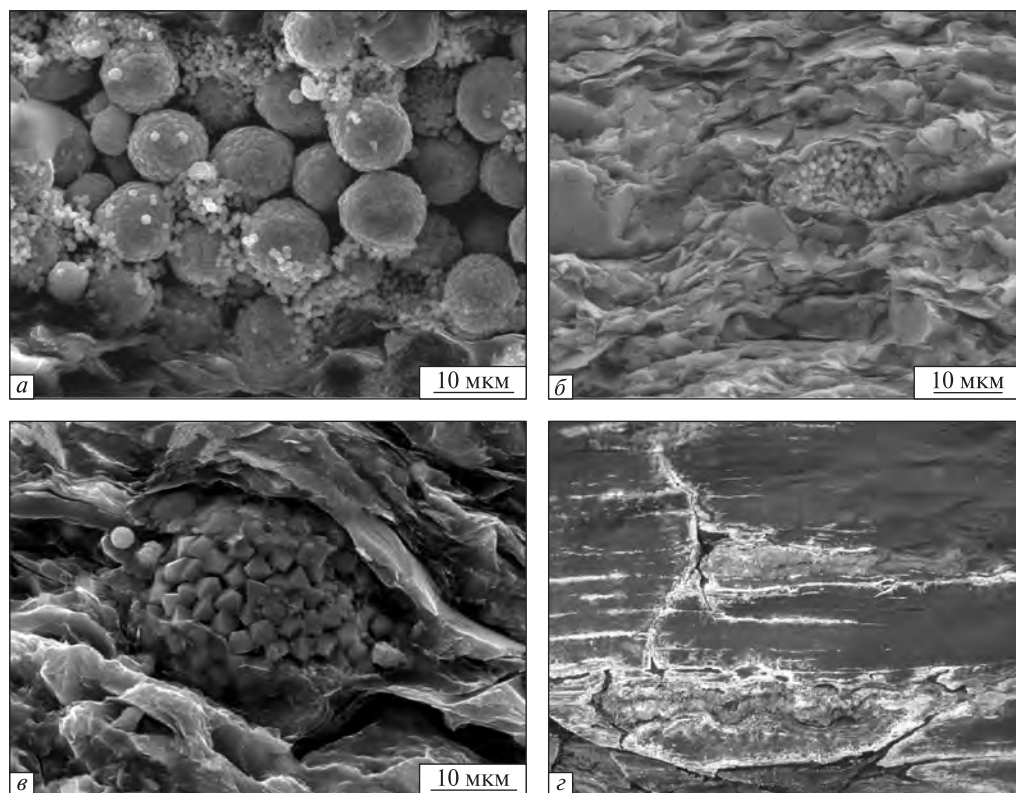


Рис. 3. Фрамбоидальный пирит в газоносных сланцах (black shales) Марцеллус (D₂) (по Pashin and Ettensohn, 1995). Два аспекта (А.Е. Лукин): а — анаэробная микрофлора — признак бассейна с H₂S-заражением эвксинского типа; б, в, г — роль фрамбоидов в формировании пористости и микротрещиноватости («разрыхление» структуры, несжимаемость фрамбоидов)

крупное (по доказанным запасам) газовое месторождение США. Прогнозные ресурсы Марцеллуса и нижнего Гурона суммарно превышают 600 трлн м³. Огромный газовый потенциал этого недавно выделенного нового газового полюса планеты [18] связан с ЧС эвксинского генетического типа с характерными фациальными признаками (интенсивная фрамбоидальная пиритизация в ячейках лептопелитовой структуры, специфическая биота и т.п.) (рис. 3, 4). Характер взаимоотношения ЧС с терригенными отложениями (рис. 5) свидетельствует о ведущей роли апвеллинга из глубоководной части палеоокеанического бассейна при периодическом подавлении накопления сапропелевых илов (в широком диапазоне палеоглубин) терригенной седиментацией. Разновозрастные (ордовик — пенсильваний) черносланцевые формации представляют собой запечатленные в стратифере осадочные бассейны черноморского типа (рис. 5). В тектоно-геодинамическом отношении это — система задуговых морей (малых океанических бассейнов), расположенных с внутренней (тыловой) стороны островной дуги и ограниченных задуговым хребтом (остаточной дугой) или континентом [7]. При этом в тылу островных дуг может выделяться несколько генераций задуговых бассейнов, что в полной мере проявляется в Преаппалачском прогибе.

Механизмы формирования задуговых бассейнов (задуговых или тыльно-дуговых окраинных морей) и, в частности, природа процессов растяжения как фактора,

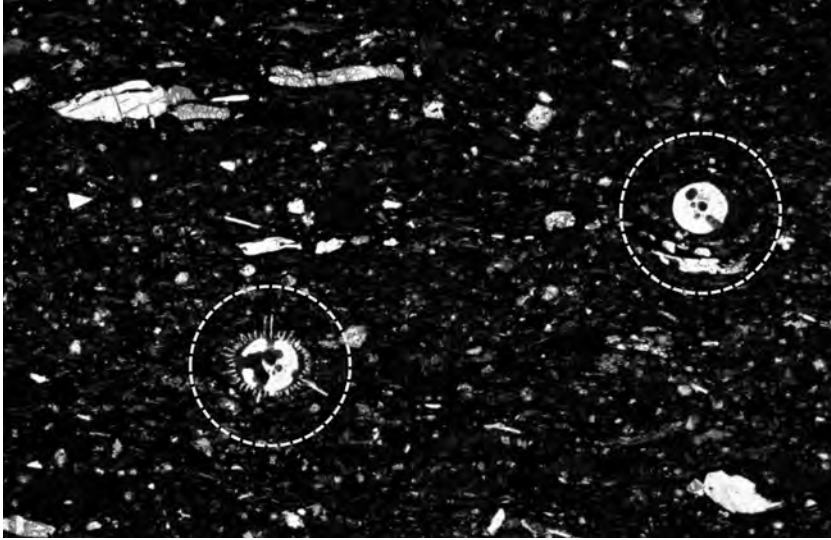
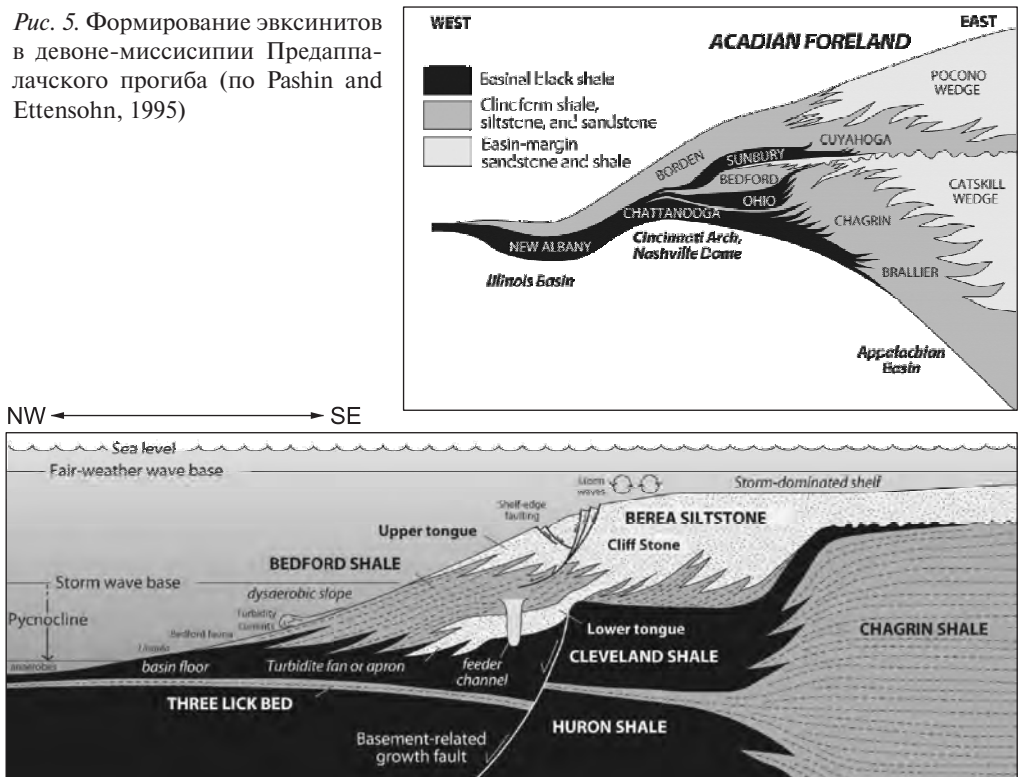


Рис. 4. Микро-нанопористый черный сланец (black shales Marcellus) с хаотично-ячейковой текстурой и неравномерным окремнением

Рис. 5. Формирование эвксинитов в девоне-миссисипии Предаппалачского прогиба (по Pashin and Ettensohn, 1995)



по-видимому, разнообразны: рифтогенез, pull-apart, дегидратация субдуцирующей плиты с образованием мантийного магматического диапира с импульсным «откатыванием» придугового глубоководного желоба, возникновение вторичных конвективных ячеек в надсубдукционном клине и др. [7]. По-видимому, универ-

сального механизма нет, и для различных тектонических условий справедлива та или иная геодинамическая модель. В данном случае важно то, что возникает асимметрично-глубоководный бассейн, газовый режим которого в значительной мере обусловлен процессами глубинной дегазации. Сочетание геоморфологических, гидрологических и флюидодинамических факторов обуславливает интенсивное углекисло-метаново-сероводородное (при различных соотношениях их парциальных давлений) заражение придонных слоев воды, что создает условия, благоприятные для накопления потенциально газоносных терригенно-гидрокарбонатных формаций. При длительном многоэтапном характере указанных тектоно-геодинамических процессов возникает система таких разновозрастных эвксинских палеобассейнов — в будущем практически неисчерпаемых источников нетрадиционного газа.

Система разновозрастных эвксинских палеобассейнов обусловлена тектоно-геодинамическим взаимодействием (субдукция, коллизия, обдукция) Северо-американского континента с палеоокеанами, характерными также для его западного и южного сегментов. К первому из них приурочены преимущественно «гибридные» черносланцево-терригенные формации с крупнейшими месторождениями ЦБ газа. Ко второму — система разновозрастных эвксинских палеобассейнов на территориях всех южных штатов (Нью-Мексико, Техас, Оклахома, Арканзас, Теннесси, Южная и Северная Каролина), включая месторождение (плей) СГ Барнет. Весьма показательна его тектоническая позиция относительно Пермской впадины — одного из основных нефтегазоносных (мега)бассейнов южной части Северо-Американской платформы. Это сложнопостроенная структура, которая включает в себя прогибы Делавэр и Мидленд, разделенные поднятием Центральной платформы. В разрезе указанных прогибов на разных уровнях (кембрий, девон, верхний девон, миссисипий) отмечены черносланцевые формации эвксинского типа, залегающие на значительных и больших глубинах, вследствие чего они пока не рассматриваются как потенциальные источники СГ. В прогибе Мидленд, к восточному борту которого непосредственно примыкает свод Бенд, формации ЧС приурочены к девону (Хэнтон) и миссисипию (Вудфорд). На своде Бенд девонские ЧС отсутствуют, а миссисипские ЧС (по возрасту соответствующие средней части визейского яруса ДДВ) представлены свитой Барнет — черносланцевой толщей (до 500 м), площадь распространения которой около 20000 км², а глубина залегания варьирует от 750 до 2500 м. При сопоставлении разреза миссисипия прогиба Мидленд и свода Бенд наблюдается сходное с угленосными формациями явление «расщепления» сланцевой свиты Барнет (аналог супермощного угольного пласта) на ряд пачек. Как уже отмечалось [18], в настоящее время СГ добывается здесь из 11800 скв., благодаря чему строение и литология формации (плея) Барнет достаточно детально изучены. Оказалось, что эта формация представляет собой единое гигантское месторождение (мегарезервуар СГ), в пределах которого выделяют центральную («ядерную» — Core Area, площадью 5000 км²) зону, где сосредоточены наиболее высокодебитные скважины (именно она рассматривается как упоминавшееся месторождение Нью-Арк), и две окаймляющие ее зоны (I Extension — 10000 км² и II Extension — 5500 км²). Газоносные ЧС, в различной степени карбонатные, тонко- и микрослоистые глинистые плотные (пористость 1—6 %) породы с содержанием гумусово-сапропелевого ОВ 1—5 % (степень катагенеза соответствует стадии МК₁ мезокатагенеза),

представляют собой типичные эвксиниты (специфика биоты, обилие фрамбоидального пирита, большая роль микробиогенного компонента в составе ОВ, судя по его изотопным характеристикам).

Месторождение (плей) **Файетвил** (штат Арканзас) приурочено к прогибу Аркома, приорогенному к расположенному непосредственно к югу от него сложно построенному складчато-орогенному поясу Уошито. Прогиб Аркома на ряде этапов тектоно-геодинамической эволюции юга Северо-Американской платформы представлял собой типичный задуговый бассейн эвксинского типа. ЧС известны здесь на разных стратиграфических уровнях, но СГ добывается из верхнекаменноугольной (верхний пенсильваний, серия Вирджил) пачки (15—100 м), залегающей в интервале глубин 600—1800 м. Это темноцветные пиритизированные глинистые породы, содержание ОВ в которых составляет в среднем 2—3 %, степень катагенеза ПК₃ — МК₁, местами — в тонком переслаивании с песчано-алевритовым материалом (по-видимому, здесь присутствуют отложения турбидных течений и подводных оползней).

С наиболее молодой черносланцевой формацией эвксинского типа связано самое южное в США месторождение **Хейнесвил** (Восточный Техас — СЗ часть Луизианы). Оно расположено на северо-западе Галфкоста в пределах свода Сэбин. Газоносная толща (70—100 м) ЧС залегает здесь на глубинах 3600—4500 м. Это свита Хейнесвил-Букнер позднеюрского возраста, которая, по-видимому, является аналогом аномально радиоактивных «горячих сланцев» киммериджа, широко распространенных на севере Западно-Европейской плиты (в частности, в Северном море). Повышенное содержание урана сочетается здесь со значительными концентрациями молибдена, высоким содержанием фрамбоидального пирита и другими признаками типичных эвксинитов. Из-за больших (для добычи СГ) глубин, сложных пластовых условий и сравнительно небольшой площади освоения этого месторождения началось позже других. Первые скважины на СГ были пробурены в 2006—2007 гг. В настоящее время их около 100 (средняя длина горизонтального ствола 700—1250 м, дебит до 500000 м³/сут.). Не типичные для СГ резко повышенные притоки газа сочетаются с рядом уникальных особенностей данного месторождения (наряду с канадскими месторождениями Монтней и Хорн-Ривер оно отнесено автором к особому типу): большими значениями пористости (8—12 %) и удельного газосодержания, аномально высокими давлениями и температурами, повышенными содержаниями водорода и гелия. Хейнесвил — пока единственный на территории США пример не экстенсивной (огромные площади, бурение тысяч скважин), а интенсивной разработки СГ. За один (2008) год всего из сотни скважин здесь было добыто 5 млрд м³ СГ. Наряду с его антиподом Марцеллус (колоссальная площадь, гораздо более древние и более плотные ЧС, залегающие на небольших глубинах в условиях невысоких пластовых давлений и температур), это пока самый крупный в США (и в Мире) по прогнозным ресурсам СГ плей.

Черносланцевые формации эвксинского типа в нефтегазоносных бассейнах Украины

Учитывая данные по газоносности разновозрастных черносланцевых формаций эвксинского типа Северной Америки, следует отметить определенную аналогию южной части территории США (Мексиканский залив — При-

мексиканская впадина — Пермская впадина и другие структуры) и Украины (Черное море — Причерноморская моноклиналь — Придобруджский прогиб — Донбасс и ДДВ). Это подтверждается присутствием ЧС эвксинского типа в широком возрастном диапазоне (нижний палеозой — кайнозой) в нефтегазоносных бассейнах Украины: в верхнем девоне и нижнем карбоне Днепровско-Донецкого авлакогена и Придобруджского прогиба, верхнем триасе, верхней юре и олигоцене (майкопская серия) Азово-Черноморского, нижнем мелу (шипотская и спасская свиты) и олигоцене (кроссенская, менилитовая свиты) Карпатского регионов [15, 19].

Данные органической (наличие характерных микробиомаркеров) и изотопной (значения $\delta^{13}\text{C}$, δD , $\delta^{32}\text{S}$) геохимии свидетельствуют о глубокой взаимосвязи интенсивности газоотдачи дна, образования и разрушения газогидратных скоплений с сульфатредуцирующими процессами, осуществляемыми метанотрофными бактериями. Они вносят весьма существенный вклад в формирование газоносных черносланцевых формаций. Следовательно, существует не только прямая (газогидратообразование в депрессионных гидрокарбонатных толщах с формированием нетрадиционных резервуаров нефти и газа), но и обратная (газогидраты как косвенный источник сапропелевого ОВ) связь между газогидратами в терригенно-черносланцевых депрессионных отложениях задуговых (палео)бассейнов эвксинского типа, в составе которых, наряду с собственно гидрокарбонатами присутствуют турбидиты, контуриты, подводные оползни и отмечены различные признаки конседиментационного грязевого вулканизма. Это, в свою очередь, обуславливает тесное переплетение пелитоморфных и плотных фанероморфных коллекторов, т.е. сочетание сланцевого и ЦБ газа в различных соотношениях, но при определяющей роли гидрокарбонатного газового потенциала.

Таким образом, основные перспективы нетрадиционных источников газа, диспергированного в породах с малопроницаемой, лишенной эффективной пористости матрицей (ЧС, уплотненные терригенные породы, тонкие переслаивания тех и других) следует связывать в первую очередь с разновозрастными (верхний протерозой — кайнозой) мощными относительно глубоководными отложениями задуговых морей. Соответствующие формации слагают центральные («ядерные») части нефтегазоносных бассейнов, в значительной мере определяя их общий углеводородо-генерирующий потенциал [14].

ВЕП существенно отличается от Северо-Американской платформы в литогеодинамическом и тектоно-формационном отношении [11]. В частности, здесь гораздо более четко проявились процессы рифтогенеза в позднем протерозое и палеозое, тогда как на Северо-Американской платформе более ярко выражены системы палеозойских, а также мезозойских задуговых морских бассейнов. Последние не образуют на обрамлении ВЕП столь эффектного «ожерелья», но тяготеют к определенным сегментам со сложным строением, к которым относится, в частности, территория Украины. Как и зона сочленения Северо-Американской платформы с Галфкостом — Карибским морем, область сочленения юго-западной части ВЕП и Черноморской впадины характеризуется наличием сложной системы разновозрастных эвксинских палеобассейнов. В частности, удалось выделить и закартировать такие бассейны, связанные с крупным бескислородным событием в средней части визейского века [12, 32]. Наиболее полно соответствующая терригенно-черносланцевая формация изучена в центральной части ДДВ [20].

Здесь уместно отметить, что раннекаменноугольная история этого тектоно-типа континентальных палеорифтов трактовалась весьма упрощенно — на основе простой экстраполяции данных по разрезам периферийных зон, крупных поднятий и выступов на слабо освещенные глубоким бурением центральные части, включая наиболее погруженную приосевую зону. Поэтому раннекарбонный этап развития Днепровско-Донецкого авлакогена длительное время рассматривался (некоторыми исследователями — вплоть до настоящего времени) как своего рода «тектоно-геодинамическая пауза», наступившая после девонского рифтогенеза (с интенсивным вулканизмом и соленакоплением) и характеризующаяся шельфовым (s.l.) терригенным (кварцевые песчаники, каолиновые глины и т.п.) и карбонатным осадконакоплением. Однако в свое время было показано [21], что нижний карбон характеризуется четкой формационной зональностью, в соответствии с которой шельфовые терригенные и карбонатные отложения сменяются в погруженных частях Днепровско-Донецкого авлакогена, обрамленных барьерными рифами и подводноползневыми блоками, мощными депрессионными флишоидными отложениями с широким развитием турбидитов и контуритов, разнообразных гидрокарбонатитов, а также других специфических литогеодинамических индикаторов [11]. Эта тектоно-формационная особенность нижнего карбона ДДВ — Донбасса в полной мере свойственна его трем основным ярусным подразделениям (турне, визе, серпухов). В частности, визейский ярус центральных частей ДДВ отличается от платформенных разрезов огромными (до 1,5—2 км) мощностями и уникальной стратиграфической полнотой [12, 32]. Это особенно характерно для его средней части (в объеме XIIa микрофаунистического горизонта схемы Н.Е. Бражниковой), основная часть которого не имеет аналогов в стратотипических разрезах. В центральных частях ДДВ он представлен толщей (600—1200 м и более) темноцветных глинистых пород с терригенными отложениями мутьевых потоков (турбидиты), контурных течений (контуриты) и разнообразных аккумулятивных песчаных тел — выносов рек и подводных течений (в халистазы), подводных оползней, роль которых возрастает вверх по разрезу (рис. 6). Эти седиментационно-палеогеоморфологические формы, которые образуют разнообразные морфогенетические типы ловушек углеводородов, с различной степенью четкости выделяются на временных разрезах, сейсмофациальные особенности которых в целом характерны для клиноформенного заполнения глубоководных депрессионных бассейнов. Черные (буровато-черные, темно-серые) пелитоморфные породы характеризуются: а) широкими вариациями соотношений ОВ с глинистым, а также кремнеземным, карбонатным и фосфатным материалом; б) микрослоистыми текстурами (при отсутствии биотурбаций); в) специфической биотой. Последняя, помимо углефицированных растительных детритусово-шламовых остатков, представлена спорадически распространенной специфической фауной остракод, лингул, планктонных фораминифер, мелких брахиопод, спикул губок, радиолярий и др. Это типичный депрессионный комплекс, присущий относительно глубоководным бассейнам с определенными нарушениями газового режима, которые обусловлены углекисло-сероводородным заражением и интенсивной метановой газоотдачей дна.

В основании разреза данного стратона (формально — верхнетульского подгоризонта Унифицированной схемы ВЕП, фактически — совокупности слоев переходного характера, не имеющих аналогов на ВЕП) присутствует пачка (до 10 м)

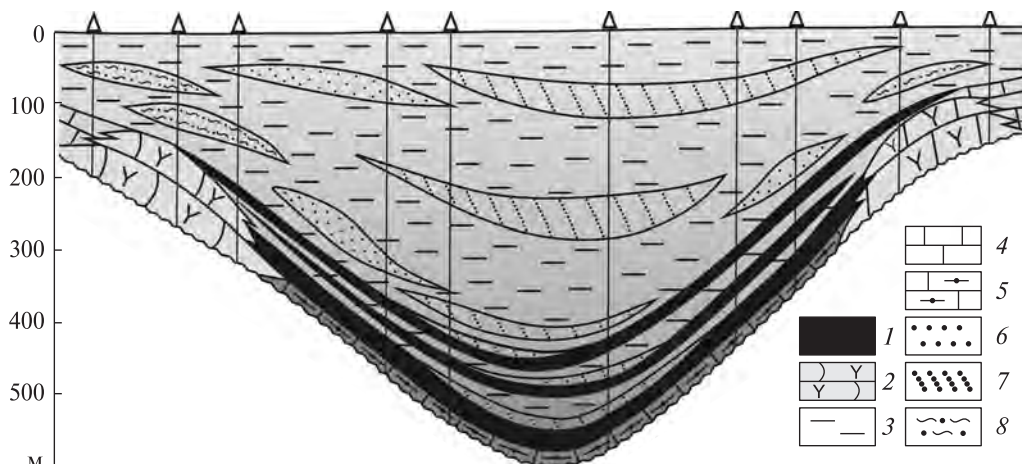


Рис. 6. Строение XII м.-ф. горизонта Сребненской депрессии (по А.Е. Лукину, 1995). 1 — ЧС — бывшие сапропелиты на стадии мезокатагенеза (снижение содержания $C_{орг}$ с 60—80 % до 5—12 %); 2 — биоморфные (криноидно-водорослевые, брахиоподовые и др.) известняки; 3 — ЧС — бывшие горючие сланцы (снижение содержания $C_{орг}$ с 30—40 % до 1,5—4 %); 4 — шельфовые детритусовые известняки; 5 — кремнелые микрозернистые битуминозные черные известняки с конкрециями фосфоритов, спонголиты, радиоляриты; 6 — контуриты; 7 — турбидиты; 8 — речные выносы и устьевые бары

темноцветных кремнелых радиоляриево-спикуловых микрозернисто-шламовых известняков, спонголитов, радиоляритов с фосфатными нодулярными стяжениями. Она синхронна рифогенно-карбонатным фациям, обрамлявшим соответствующую палеодепрессию, и отвечает максимально глубоководной фазе развития средневизейского эвксинского бассейна. Присутствие в составе пород базальной пачки аутигенной анальцимовой минерализации (по данным электронной микроскопии и рентгеноструктурного анализа) и геохимические особенности (повышенные концентрации бора, ртути, бария, ванадия, свинца и др.) свидетельствуют о том, что она соответствует и фазе максимальной конседиментационной эндогенной активности. Вышележащая темноцветная глинистая пачка (до 50 м) отличается преобладанием высокоуглеродистых пород — типичных гидрокарбопелитов ($C_{орг}$ 4—10 % и более), которые, с учетом катагенетических потерь ОВ (глубины залегания свыше 4,5—5 км, градации катагенеза по цветовому индексу спор $МК_2$ — $МК_4$, палеотемпературы 90—230 °С), представляли собой на стадии протокатагенеза горючие сланцы, а на стадиях седиментогенеза и диагенеза — сапропелевые илы с исходным содержанием ОВ до 20—30 % и выше. В середине и кровле пачки отмечены песчаные слои, которые, судя по наличию градиционной слоистости, основным структурно-гранулометрическим параметрам и особенностям вещественного состава, относятся к турбидитам. Кроме того, в нижней части разреза установлено присутствие еще двух аналогичных по литологическим и геохимическим особенностям, близких по мощностям и строению гидрокарбопелитовых пачек (рис. 6). Их совокупность образует характерную триаду промыслово-геофизических реперов, позволяющих коррелировать разрезы данного стратона не только в пределах ДДВ, но и межрегионально [20, 32]. При этом особого внимания заслуживает присутствие уцелевшего в пределах Белолесского

блока Придобруджского прогиба при грандиозном предпозднепермском (предпермотриасовом) размыве дислоцированных среднепалеозойских отложений эрозионного останца нижней части средневизейских отложений (аналогов ХПА м.-ф.г.) с совершенно аналогичной литомной ассоциацией [20]. Это свидетельствует о существовании единого Придобруджско-Днепровско-Донецкого средневизейского бассейна эвксинского типа.

Основная по объему вышележащая часть характеризуется резким повышением роли песчаных тел, среди которых преобладают турбидиты, отмечено присутствие контуритов, а в периферийных частях бассейна появляются, смещаясь по мере осадконакопления к приосевой зоне, подводные выносы рек, аккумулятивные тела типа устьевых баров и т.п. Глинистые отложения этой части разреза представлены хорошо отмученными аргиллитами. Это типичные «black shales» (содержание $C_{\text{орг}}$ 1,5—4,5 %) с неравномерно распределенной специфической биотой (планктонные фораминиферы, конодонты, ихтиодетрит, карликовые брахиоподы, тонкостенные пеллециподы, разнообразные растительные остатки, включая обильные споро-пыльцевые комплексы). Все средневизейские глинистые отложения характеризуются общими литологическими, геохимическими и палеоэкологическими особенностями несмотря на широкие вариации соотношений между органическим, глинистым, кремнеземным, железисто-дисульфидным и фосфатным веществом. Они представляют собой темноокрашенные (черные, темно-серые, черно-коричневые) пелитоморфные микрослоистые породы. Их выраженная с различной степенью четкости микрослоистая текстура обусловлена распределением ОВ, разнообразных органических остатков, пиритизацией, окремнением. Биота, как отмечалось, носит специфический характер. Характерные для визейских морских фаций различных регионов Европы и Северной Америки банки разнообразных брахиопод (спириферид, продуктид и др.), заросли криноидей, кораллы, водоросли и т.п., здесь отсутствуют. Ассоциация фораминифер очень обеднена и представлена только планктонными формами. Фауна ostracod, двустворок, лингул, мшанок, радиолярий, губок встречается спорадически и носит явно депрессионный характер. Растительные остатки (детрит, шлам, обильные споры и др.), ихтиодетрит, конодонты приурочены к различным биофациям. Наиболее обогащенные ОВ и $S_{\text{сульфид}}$ прослои и пачки как правило не содержат макрофаунистических остатков. Кроме того, наблюдается определенная связь распределения различных окаменелостей и углефицированных растительных остатков с турбидитами.

Общее содержание остаточного ОВ варьирует от 2,5—5 до 12—14 %, что соответствует уровню его концентрации в таких верхнеюрских гидрокарбонатах как бажениты Западной Сибири и «горячие сланцы» Североморской впадины, залегающих на значительно (2—3 км) меньших глубинах в гораздо более молодых (на ~200 млн лет) отложениях. Первоначальное содержание ОВ в средневизейских эвксинитах с учетом катагенетических потерь вполне соответствует уровню его содержания в кайнозойских эвксинитах. Подобно им, кероген рассматриваемых отложений характеризуется смешанным сапропелево-гумусовым составом при большой роли растительного шлама, обрывков ксилемы, споро-пыльцевого материала, кутинита и др. Присутствие обильной фоссилизированной микрофлоры (пиритизированные колонии сульфатредуцирующих метанотрофных бактерий и др.) по данным электронномикроскопического

изучения позволяют предположить существенно бактериальную природу сапропелевой части ОВ [20].

По значениям $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ ($-27\div-28,5\text{‰}$) средневизейские гидрокарбопелиты близки нижнемеловым black shales Атлантического океана и верхнеюрским баженитам Западной Сибири. $\delta\text{D}_{\text{орг}}$ варьирует в пределах $-112\div-115\text{‰}$ (по данным автора, $\delta\text{D}_{\text{орг}}$ баженитов составляет $-105\div-108\text{‰}$). Валовое содержание хлороформенного битума в породах находится в пределах $0,016\text{—}0,35\%$ (с содержанием масел $37\text{—}55\%$), достигая максимальных значений в наиболее обогащенных ОВ пачках — радиоактивных реперах нижней части разреза. По сравнению с обычными нижекарбонными глинами (аргиллитами) средневизейские ЧС характеризуются: а) резко повышенным содержанием всех типов битумоидов и хлороформенного битума (до $0,8\%$); б) высоким содержанием адсорбированного метана и более тяжелых углеводородов; в) сложным сероводородно-азотно-водородно-углеводородным составом газов закрытых пор (метан $10\text{—}60\%$, тяжелые углеводороды $5\text{—}25\%$, H_2 $5\text{—}50\%$, N_2 $18\text{—}45\%$; H_2S $1\text{—}15\%$).

Содержание (ди)сульфидной серы варьирует от $0,4\text{—}0,5$ до $1,5\text{—}2\%$ и более, достигая максимума в метагорючесланцевых гидрокарбопелитовых пачках нижней части разреза. Она характеризуется существенно, а нередко — экстремально облегченным изотопным составом ($\delta^{34}\text{S}$ $-10\div-30\text{‰}$), что полностью соответствует ее бактериальной природе. Более того, сера играет существенную роль в составе ОВ. Значительное изотопное облегчение органической серы ($\delta^{34}\text{S}_{\text{орг}}$ $-10\div-15\text{‰}$) свидетельствует о ведущей роли биохимического H_2S в процессах сульфуризации ОВ, что характерно для сапропелевых илов-эвксинитов.

В связи с вышеуказанными изотопно-геохимическими особенностями большой интерес представляют спорадические карбонатные образования (в ассоциации с проблематичными трубчатыми формами и пузырьковыми отпечатками) с аномально облегченным ($\delta^{13}\text{C}$ $-20\div-30\text{‰}$) изотопным составом углерода [20]. Эта седиментационно-раннедиагенетическая кальцитовая (первоначально, по видимому, арагонитовая) минерализация, очевидно, связана с хемосинтетическими экосистемами, сопутствующими метановым сипам и курильщикам. Кроме того, вполне вероятно и карбонатообразующая роль продуктов анаэробного окисления метаново-газогидратных скоплений.

Минеральные особенности глинистого вещества средневизейских гидрокарбопелитов (смесь гидратированных гидрослюдов, смешаннослойных фаз типа слюда-монтмориллонит, несовершенного моноклинного каолинита и др.) свидетельствуют о смешанном происхождении. Основная его масса образовалась за счет терригенного материала, который, судя по трансформации исходного триклинного совершенного каолинита из гумидных кор выветривания (центральные районы Украинского щита и Воронежского массива) и гидратации гидрослюдов, подвергнулся интенсивной деградации в агрессивной среде придонных и иловых вод со специфическим газовым и гидрохимическим режимом, обусловленным интенсивными анаэробными процессами и гидротермальными эксгаляциями [11, 20]. Формирование смешаннослойных минералов (точнее — органо-минеральных фаз) было связано с процессами синтеза из гелей (продуктов эксгаляций и гальмиролиза вулканического пепла). Прямым доказательством присутствия в седиментационном фонде «камуфлированного» вулканического и эксгаляционного материала являются реликты пепловой структуры и цеолитовая (анальцим,

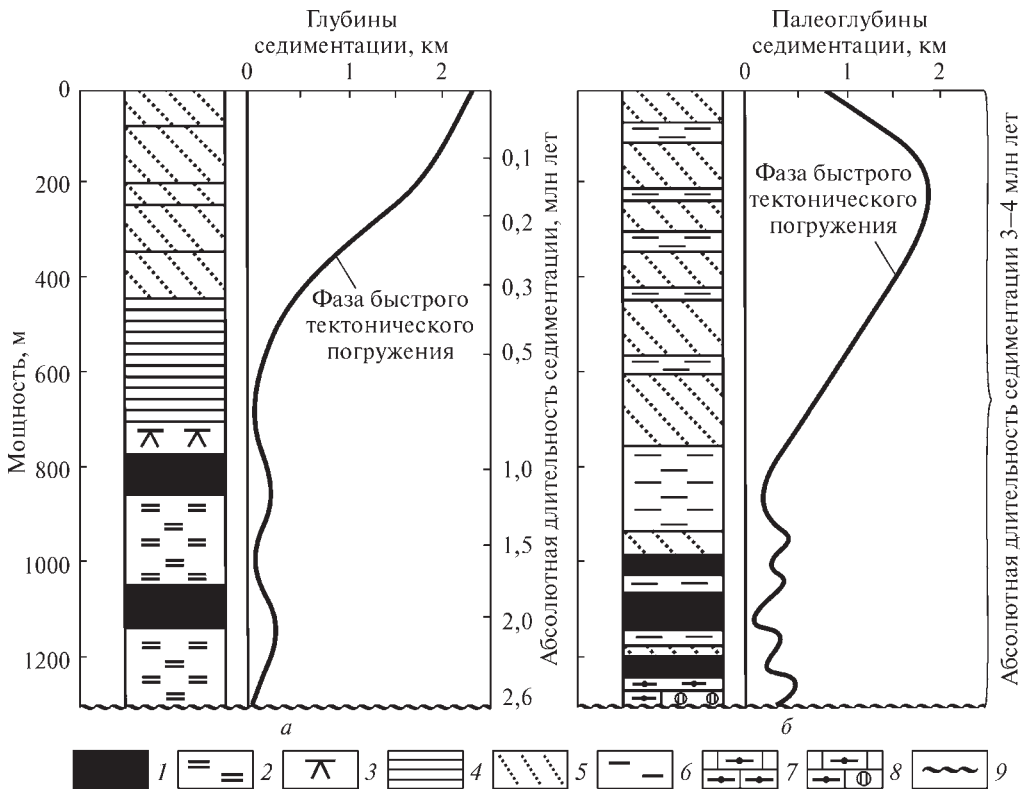


Рис. 7. Сравнение закономерностей седиментации голоценового и раннекарбонového эквизинских бассейнов с высокой газоотдачей дна: *a* — Черное море (по Е. Дегенсу и др., с изменениями); *б* — средневизейский Придобруджско-Днепровско-Донецкий палеобассейн (по А.Е. Лукину). 1 — горючие сланцы; 2 — нанопланктонные известковые илы; 3 — эвапориты; 4 — метаварвы; 5 — турбидиты; 6 — углеродисто-глинистые осадки; 7 — углеродисто-глинисто-кремнистые осадки; 8 — углеродисто-кремнисто-фосфатно-известковые осадки; 9 — поверхности несогласий

сколецит и др.) минерализация. В целом доля эндофонда в составе XIIа м.-ф. горизонта невелика, и основной объем этих пород слагают терригенные и биогенные (биохемотренные) компоненты седиментационного фонда. В составе гидрокарбонелитовых пачек нижней части разреза она несколько возрастает, не превышая 1–2 %.

Охарактеризованная толща XIIа м.-ф. г. по своему строению, мощностям и скоростям седиментации поразительно (с учетом колоссальной возрастной дистанции, коренных историко-геологических и биотических различий) близка голоценовым отложениям Черного моря (рис. 7). Особенно следует подчеркнуть сходство в распределении гидрокарбонелитовых пачек (метатарбонелитовых в XIIа м.-ф. г. и субфосильных аналогов горючих сланцев в голоцене Черного моря) и единство их седиментационной природы. Вышеохарактеризованные средневизейские гидрокарбонелитовые пачки ДДА — Придобруджинского прогиба первоначально представляли собой сапропелевые илы, близкие по содержанию ОВ, составу глинистого вещества и различным геохимическим показателям к голоценовым черноморским илам. Так, средние значения $C_{орг}$ в различных фациях

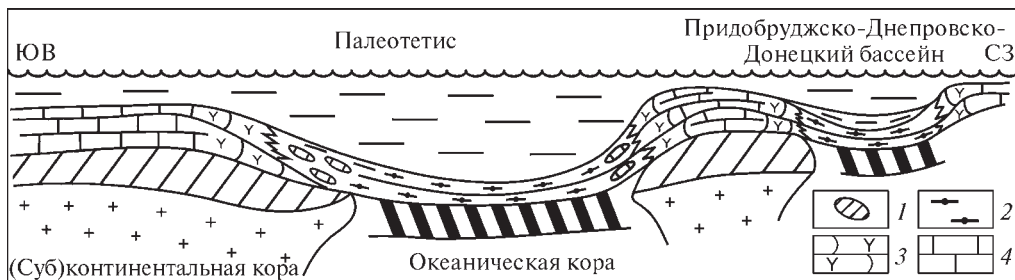


Рис. 8. Начало средневизейского эвксинского седиментогенеза (палеолитогеодинамический разрез) (по А.Е. Лукину). 1 — предрифовый шлейф; 2 — окремненные микрозернистые битуминозные известняки и гидрокарбонаты; 3 — биоморфные рифовые известняки; 4 — шельфовые известняки

голоценовых черноморских илистых отложений варьируют от 3 до 14,1 %, а максимальные его содержания в наиболее типичных сапропелевых илах достигают 22—23 % [2], что весьма близко к показателям первоначального содержания ОВ в разнофациальных средневизейских отложениях. Геохимические особенности ОВ голоценовых черноморских илов и средневизейских (придобруджско-)днепровско-донецких гидрокарбонатов очень близки. Это относится также к минеральным особенностям глинистого вещества, концентрациям халькофильных, в частности Мо, и сидерофильных элементов. Главное же заключается в принципиальной генетической общности сапропелевых осадков обоих бассейнов. Преимущественно бактериальный характер их ОВ обусловлен интенсивными процессами бактериального хемосинтеза (сопряженность процессов метаноокисления и сульфатредукции), которым благоприятствовали свойственные эвксинским бассейнам геоморфологические, гидрологические особенности, а также аномально высокая газоотдача дна и повышенная роль эндофонда в общем седиментационном фонде [11]. Она резко возрастает на южной окраине Донбасса, где соответствующая низам рассматриваемого стратона подзона C_{1ve_2} представляет собой флишоидную пачку (20—50 м), представленную тонким переслаиванием черных спонголитов, листоватых известково-сапропелевых пород (типа «бумажных сланцев») и светлоокрашенных (кремовых, ярко-желтых и др.) туфовых глин. Последние состоят из смектитов и магнезиальных силикатов, образовавшихся за счет гальмиролиза пеплового материала и эксгаляционного синтеза [11, 20]. Минеральный состав и петрохимические особенности свидетельствуют о связи их с высокомагнезиальным андезитовым магматизмом островодужного типа. По-видимому, южная окраина Донбасса является фрагментом палеоостровной дуги, разделявшей палеоокеан (Палеотетис) и задуговой Придобруджско-Днепроовско-Донецкий палеобассейн эвксинского типа [20]. Наличие рифового обрамления визейских эвксинитов в Придобруджском прогибе и ДДВ, а также присутствие обломков (размерностью от гравия до глыб и крупных блоков — олистолитов) шельфовых и рифовых нижнекарбонатовых известняков в составе выделенного В.В. Юдиным [30] Симферопольского полимиктового вулканогенно-осадочного меланжа (с возрастом обломков разнообразных пород от раннего карбона до раннего мела) свидетельствуют о связи с этой островодужной границей барьерно-рифового пояса (рис. 8).

«Закрытие» соответствующего палеоокеана, разрыв единого задугового эвксинского палеобассейна на отдельные фрагменты сопровождался поглощением соответствующей, падающей в северном направлении под ВЕП, зоной субдукции колоссальных объемов депрессионных отложений, обогащенных сапропелевым ОВ. С этим явлением связана одна из важных автономных углеводородогенерирующих систем Азово-Черноморского региона [10, 14]. По-видимому, по аналогичной схеме (задуговой эвксинский бассейн — палеоокеан, с последующим закрытием второго и разобщением на отдельные фрагменты первого) протекала фанерозойская тектоно-геодинамическая эволюция Азово-Черноморского региона. При этом положение задугово-спрединговых палеорифтов, палеоостровных дуг и зон субдукции существенно менялось, о чем свидетельствуют геолого-геофизические данные [4], характер распространения разновозрастных рифовых известняков и других литогеодинамических индикаторов [11], среди которых к наиболее информативным относятся черносланцевые формации (их фрагменты и тектонические останцы). Присутствие нижнекаменноугольных ЧС — эвксинитов установлено в составе домелового фундамента Скифии (Равнинный Крым, данные бурения) и открытого Е.Ф. Шнюковым и др. [29] на СЗ материковом склоне Черного моря к ЮЗ от Севастополя Ломоносовского массива (по данным драгирования). Оно также предполагается в составе аккреционных образований в основании Горного Крыма. Последнее подтверждается установленной в свое время автором совместно с В.К. Тетерюком локальной «зараженностью» триас-лейасовых пород таврической серии раннекарбонowymi спорами.

Черносланцевые формации эвксинского типа как возможные мегаловушки гелия

В соответствии с наиболее обоснованной тектоно-геодинамической моделью, предложенной Д. Каригом, растяжение в задуговом бассейне обусловлено внедрением мантийного диапира [7]. Это подтверждается возникновением визейского эвксинского бассейна в пределах Сребненской депрессии ДДВ. В девоне эта депрессия представляла собой бессолевую вулканотектоническую мезоструктуру центрально-кольцевого типа, которая неоднократно влияла и на последующее осадконакопление, что особенно ярко проявилось в ранней перми (Сребненская соленосная депрессия с развитием в центральной части мощной соленосной толщи с сильвинитом и бишофитом в верхней части, а на обрамлении — доломитизированных рифогенно-карбонатных тел). Влияние этой древней структуры, соответствующей апикальной части одного из дериватов сложного Днепровско-Донецкого суперплюма (выделенного в свое время исследователями Института геофизики имени С.И. Субботина НАНУ в качестве мантийного диапира), достаточно четко проявилось и на этапе ранневизейского карбонатакопления, которое, судя по данным картирования мощностей и фаций нижневизейского рифогенно-карбонатного комплекса, характеризуется четкой закономерной зональностью [22]. В центральной части нижневизейской Сребненской впадины по данным глубокого бурения и сейсморазведки, как отмечалось, выделяется небольшая область полного замещения известняков депрессионными темноцветными терригенно-глинисто-доманикоидными отложениями с повышенным содержанием ОВ (и высокой степенью его битуминизации), аномаль-

но высокими концентрациями элементов группы железа (ванадий, никель, хром, титан) и халькофилов (молибден, рений, цинк, кадмий, медь), резко повышенной ториевой и, особенно, урановой радиоактивностью. Широкое развитие эта фация получает в вышележащих рудовских слоях, с которыми связан региональный радиоактивный репер в кровле нижневизейского РКК, а полное замещение карбонатных пород в центре впадины отражает стратиграфически скользящие пространственно-временные взаимоотношения XIII и XIIa м.-ф. горизонтов визейского яруса. На основной же части Сребненской впадины нижневизейские отложения представлены морскими депрессионными глинисто-кремнисто-карбонатными отложениями (20—40 м), разрезы которых сложены темноцветными битуминозно-глинистыми неравномерно окремнелыми шламово-микрозернистыми (с остатками радиолярий, спикулами губок, планктонными фораминиферами и др.) известняками.

На обрамлении области развития депрессионных фаций по данным сейсмо-разведки и глубокого бурения выделена цепочка рифогенно-карбонатных тел (Сребненский мегаатолл), промышленная нефтегазоносность которых установлена на Селюховском, Приречном, Беличевском, Камнанском, Анастасьевском, Липоводолинском месторождениях и предполагается на ряде других площадей (крупные рифогенно-карбонатные массивы закартированы в пределах Яблунковского, Рудовского и других месторождений). В одной из недавно пробуренных скважин из интервала, соответствующего верхней части рифогенно-карбонатного тела (XIII м.-ф. горизонт) — низам черносланцевой толщи (XIIa м.-ф. горизонт) были установлены газопроявления. Состав газа характеризовался высоким (10,72 % мольн., 1,78 % массовых) содержанием гелия [9]. С чем же связано столь большое содержание гелия в газе?

Как известно, повышенная гелиеносность газов свойственна нефтегазоносным провинциям древних платформ, достигая максимума в базальных слоях осадочного чехла и разуплотненных породах докембрийского фундамента. Это вполне соответствует базирующимся на геологических и изотопно-геохимических закономерностях гелиеносности представлениям о господстве в земной коре радиогенного гелия (изотоп ^4He — продукт α -распада радиоактивных элементов в земных недрах) и доминирующей роли среди его источников пород «гранитного слоя» (в частности, его верхней аккреционной кромки — кристаллического фундамента нефтегазоносных осадочных бассейнов). В данном случае, учитывая большие (до 8 км и возможно глубже) глубины залегания фундамента, для появления этой гелиевой аномалии следует предполагать наличие внутричехольных источников гелия, к которым, помимо девонских вулканитов, возможно относятся обогащенные ураном ЧС (рудовские слои), парагенетичные нижневизейскому рифогенно-карбонатному комплексу (на стратиграфически скользящих границах рифогенных карбонатов и ЧС присутствуют радиоактивные реперы). Вместе с тем, не следует игнорировать и возможную роль гораздо более глубоких источников гелия, причем связанных не только с нижележащими верхнедевонскими эффузивами, породами рифея и архейско-протерозойского фундамента, но и с мантией. В связи с этим следует учесть, что центральная часть ДДВ (данные по Глинско-Розбышевскому, Яблунковскому и другим месторождениям), включая Сребненскую депрессию (данные по Светличному, Ярошевскому, Талалаевскому месторождениям), характеризуется повышенными (до $16,7 \cdot 10^{-8}$) значениями

отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ [26]. Это позволяет предположить, что черносланцевые формации, связанные с задуговыми бассейнами, могут представлять собой мегаловушки не только углеводородного газа, но и гелия, причем как радиогенного, так и мантийного. Учитывая огромную роль гелия в развитии передовых технологий и его неуклонно возрастающее потребление в мире, это существенно повышает экономическую рентабельность добычи СГ. Если же учесть возможную роль изотопа ^3He в получении термоядерной энергии и предложенный Э.М. Галимовым проект добычи его из лунного реголита, то можно предположить, что в близком будущем эта рентабельность может еще резко возрасти.

Заключение

ЧС с точки зрения сланцевой газоносности соответствуют тонкозернисто-пелитоморфным водноосадочным породам типа black shale, обогащенным (свыше 1 %) ОВ преимущественно сапропелевого состава с явной или скрытой тонкой литогенетической сланцеватостью. Степень их регионально-эпигенетических преобразований соответствует стадиям мезо- и апокатагенеза. Благодаря процессам катагенетической мобилизации нефтяных масел из алиновых компонентов ОВ они в той или иной мере гидрофобизуются, что «включает» (суб)капиллярный насос, обеспечивающий «накачку» газообразных углеводородов. Таким образом, ЧС как синоним «black shales», а также доманикоидов и доманикитов обозначает совокупность ныне существующих и бывших горючих сланцев, представленных различными генетическими типами. Судя по закономерностям сланцевой газоносности, установленных на Северо-Американском континенте, (мега)месторождения (плеи) СГ связаны преимущественно с эвксинским типом черносланцевых формаций, которые образуются в относительно глубоководных задуговых бассейнах. Им присущи: интенсивная газоотдача (метан, а также его газообразные гомологи, возможно глубинный сероводород, азот, гелий), образование газогидратов, неравномерное (в пространстве и во времени) углекисло-сероводородное заражение наддонных слоев воды, большая роль микробиогенной органики в составе ОВ. Благодаря этому, северо-американские (мега)месторождения (плеи) СГ представляют собой крупные формационные тела (свиты) характерной конфигурации, характеризующиеся определенной тектонической позицией. Признаки широкого пространственного и временного (верхний протерозой — кайнозой) распространения таких задугово-бассейновых эвксинит-черносланцевых потенциально газоносных формаций установлены на территории Украины.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архангельский А.Д.* Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных горных пород // Бюл. ЛЮИП. Отд. геол. — 1927. — Т. V, № 3—4. — С. 199—289.
2. *Блохіна Т.С.* Сапропелеві мули Чорного моря (речовинний склад, генезис та перспективи використання). Автореф. дис. канд. геол.-мін. наук. 04.00.10 / Ін-т геол. наук НАНУ. — К., 1994. — 25 с.
3. *Большаков Ю.Я.* Капиллярно-экранированные залежи нефти и газа. — Новосибирск: Наука, 1989. — 127 с.
4. *Бондарчук Г.К., Герасимов М.Є., Белецкий С.В.* Структурно-речовинні комплекси (СРК) Азово-Чорноморського регіону // Геодинаміка, тектоніка і флюїодинаміка нафтегазо-

- носных регионов Украины. Сб. докл. VII междунар. конф. «Крым-2007». Симферополь, 2008. — С. 151—170.
5. Горючие сланцы. — Л.: Недра, 1980. — 260 с. (перевод с англ. Oil Shale, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam — Oxford — New York, 1976).
 6. Дмитриевский А.Н., Высоцкий В.И. Сланцевый газ — новый вектор развития мирового рынка углеводородного сырья // Газовая промышленность. — 2010. — № 8. — С. 44—47.
 7. Задуговой бассейн // Планета Земля. Энциклопедический справочник. СПб. — 2004. — С. 285—286.
 8. Литогеодинамика и минералогия осадочных бассейнов / Под ред. ак. РАН А.Д. Щеглова. — СПб: Из-во ВСЕ ГЕИ, 1998. — 480 с.
 9. Лукин А.Е., Довжок Е.М., Книшман А.Ш. и др. Гелиевая аномалия в нефтегазоносных визейских карбонатных коллекторах Днепровско-Донецкой впадины // Доп. НАНУ, 2012. — № 7. — С. 97—104.
 10. Лукин А.Е. Изотопно-геохимические индикаторы углекислой и углеводородной дегазации в Азово-Черноморском регионе // Геол. журн. — 2003. — № 1. — С. 59—73.
 11. Лукин А.Е. Литогеохимические факторы нефтегазоаккумуляции в авлакогенных бассейнах. — К: Наук. думка, 1997. — 225 с.
 12. Лукин А.Е. О Днепровско-Донецком средневизейском палеобассейне эвксинского типа // Докл. РАН. — 1995. — Т. 344, № 5. — С. 660—664.
 13. Лукин А.Е. О природе и перспективах газоносности низкопроницаемых пород осадочной оболочки Земли // Докл. НАН Украины. — 2011. — № 3. — С. 114—123.
 14. Лукин А.Е. О происхождении нефти и газа (геосинергетическая концепция природно-углеводородно-генерирующих систем) // Геол. журн. — 1999. — № 1. — С. 30—42.
 15. Лукин А.Е. Перспективы сланцевой газоносности Днепровско-Донецкого авлакогена // Геол. журн. — 2011. — № 1. — С. 21—41.
 16. Лукин А.Е. Природа сланцевого газа в контексте проблем нефтегазовой литологии // Геология и полезн. ископ. Мирового океана. — 2011. — № 3. — С. 70—86.
 17. Лукин А.Е. Роль газогидратообразования в формировании нефтегазоносных бассейнов // Геодинамика, тектоника и флюидодинамика нефтегазоносных регионов Украины. Сб. докл. на VII междунар. конф. «Крым-2007». Симферополь, 2008. — С. 16—50.
 18. Лукин А.Е. Сланцевый газ и перспективы его добычи в Украине. Статья 1. Современное состояние проблемы сланцевого газа (в свете опыта освоения его ресурсов в США) // Геол. журн. — 2010. — № 3. — С. 17—33.
 19. Лукин А.Е. Сланцевый газ и перспективы его добычи в Украине. Статья 2. Черносланцевые комплексы Украины и перспективы их газоносности в Вольно-Подольи и Северо-Западном Причерноморье // Геол. журн. — 2010. — № 4 — С. 7—24.
 20. Лукин А.Е. Средневизейский эвксинский бассейн в системе Палеотетиса // Геодинамика и нефтегазоносные структуры Черноморско-Каспийского региона. Сб. докл. на IV междунар. конф. «Крым-2002». Симферополь, 2003. — С. 154—168.
 21. Лукин А.Е., Резников А.И. О строении карбона Днепровско-Донецкого авлакогена // Докл. АН СССР. — 1980. — Т. 251, № 1. — С. 176—179.
 22. Лукин А.Е., Шпак П.Ф., Чепиль и др. О Сребненском средневизейском мегаатолле Днепровско-Донецкой впадины. — Доп. НАН Украины, 1994. — № 8. — С. 101—105.
 23. Словарь по геологии нефти и газа / Под ред. К.А. Черникова. — Л.: Недра, 1988. — 679 с.
 24. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — Т. II. — 574 с.
 25. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. — М.: Изд-во АН СССР, 1962. — Т. III. — 550 с.
 26. Травникова Л.Г., Астахов М.И. Изотопно-геохимическая характеристика природных газов Днепровско-Припятской нефтегазоносной провинции // Происхождение и формирование состава природных газов по данным изотопной геохимии. — Л.: ВНИГРИ, 1981. — С. 83—104.
 27. Циклическая и событийная седиментация / Под ред. Г. Ёйнзеля и А. Зейлахера. — М.: Мир, 1985. — 502 с.
 28. Шнюков Е.Ф., Старостенко В.И., Гожик П.Ф. и др. О повышенной газоотдаче дна Черного моря // Геол. журн. — 2001. — № 4. — С. 7—14.
 29. Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. — К.: НАНУ, 1997. — 288 с.

30. Юдин В.В. Симферопольский меланж // Докл. Российской АН, 1993. — Т. 333, № 2. — С. 28—31.
31. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев — Л.: Наука, 1988. — 272 с.
32. Lukin A. Middle Viscon anoxic event// Prace panstwowego inst. geol... Proceedings of the XIII Intern. Congress on Carboniferous-Permian. IGCP Project. — P. 51—54.

Статья поступила 10.09.2013

О.Ю. Лукин

ЧОРНОСЛАНЦЕВІ ФОРМАЦІЇ ЕВКСИНСЬКОГО ТИПУ — МЕГАПАСТКИ ПРИРОДНОГО ГАЗУ

Основні ресурси сланцевого газу пов'язані з чорносланцевими (гідрокарбопелітовими) формаціями евксинського типу. Це відклади задугових басейнів, що визначає форму і літологію газоносних чорносланцево-формаційних тіл — (мега)родовищ (плеїв) сланцевого газу Північної Америки та аналогічних прогнозно-пошукових об'єктів в інших країнах (зокрема в Україні).

Ключові слова: чорні сланці, евксинський тип, задугові басейни, нетрадиційний газ

A. Lukin

BLACK SHALE FORMATIONS OF EUXINIC TYPE — MEGATRAPS OF NATURAL GAS

Shale gas resources is demonstrated to be connected with black shale (hydrocarbopelites) formations of euxinic type. They are the deposits of back-arc basins resulting in shapes and lithological features of gasiferous black shale formation bodies North-American (mega)fields (plays) of shale gas and similar prospecting targets in other countries (and Ukraine among them).

Key words: black shales, euxinic type, back-arc basins, unconventional gas