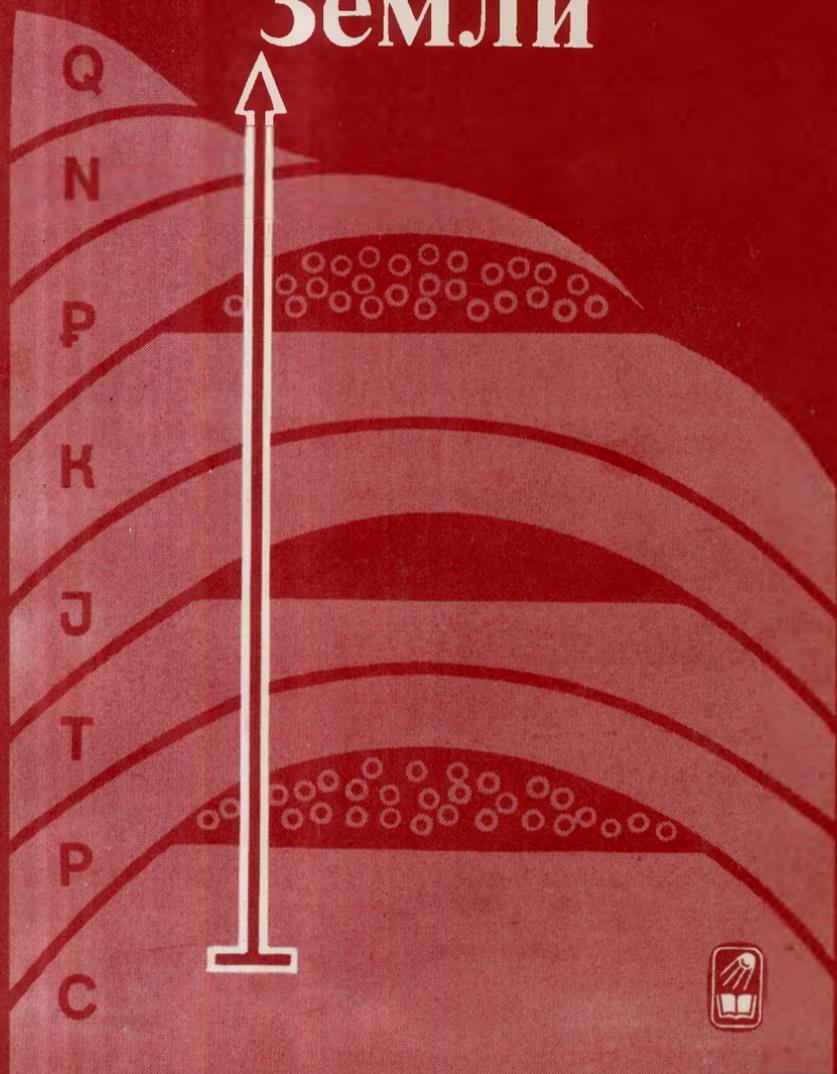


553.98
Э 15

Эволюция нефте- газообразования в истории Земли



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ ГЕОЛОГИИ
И ГЕОХИМИИ НЕФТИ И ГАЗА

МИНИСТЕРСТВО НЕФТЯНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И РАЗРАБОТКИ
ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ

Эволюция нефтегазообразования в истории Земли

ОТВЕТСТВЕННЫЕ РЕДАКТОРЫ:

доктор геолого-минералогических наук, профессор
Н.А. Еременко,

доктор геолого-минералогических наук, профессор
С.Г. Неручев,

доктор геолого-минералогических наук, профессор
Б.А. Соколов,

кандидат геолого-минералогических наук
О.К. Баженова



МОСКВА "НАУКА"

1986

Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. — М.: Наука, 1986. — 223 с.

Книга посвящена проблеме нефтегазообразования в осадочных бассейнах различных тектонотипов в связи с эволюцией биосферы в истории Земли. Обращено внимание на этапы развития Земли, характеризующиеся максимальной биопродукцией, захороняющейся с осадочными образованиями и определяющей нефтематеринский потенциал пород.

Рассмотрены новые материалы изучения обстановок нефтегазообразования и масштабов генерации углеводородов. Выявлены недостаточно разработанные вопросы теории нефтегазообразования, намечены пути дальнейших геолого-геохимических исследований с целью повышения достоверности прогнозных оценок перспектив нефтегазоносности территорий.

Рецензенты:

М.В. Голицын, В.Е. Хаин.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Хотя существуют различные прогнозы о значении нефти и газа в дальнейшем развитии мировой экономики, в ближайшую четверть века их роль как важнейших полезных ископаемых, скорее всего, сохранится. В связи с этим необходимо предпринимать все новые усилия для открытия рентабельных нефтегазовых месторождений и наращивания запасов нефти и газа. Безусловно, что для этого имеются реальные геологические предпосылки. Это в первую очередь акватории, глубокие горизонты, ловушки неантиклинального типа, ревизия старых нефтяных районов и ряд других путей. Огромная роль в освоении недр будет принадлежать как дальнейшему развитию техники геофизических и буровых работ, так и разработке теоретических представлений о нефтегазообразовании и нефтегазонакоплении. Перед теоретической нефтегазовой геологией на ближайшее время стоит задача создания общей теории нефтегазоносности Земли. Сердцевиной этой теории является проблема происхождения нефти, о которой еще И.М. Губкин почти 50 лет назад говорил, что "верная загадка происхождения нефти в природе имеет для нас не только научно-теоретический интерес, но и первостепенное практическое значение". Эти слова в определенном смысле являются девизом настоящей работы, которая издается по инициативе Научного совета АН СССР по проблемам геологии и геохимии нефти и газа и кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ и представляет собой материалы Всесоюзного семинара, состоявшегося в 1984 г. Первый семинар состоялся в декабре 1974 г. по теме "Условия образования и накопления нефти и газа в осадочных бассейнах". Были рассмотрены и получили поддержку идеи о нефтегазоносности как стадийном свойстве осадочного бассейна, приобретаемом бассейном в процессе его развития. Второй семинар состоялся в феврале 1977 г. Его тема — "Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики". На нем получил поддержку историко-генетический анализ нефтегазоносности недр, сформулирован очаговый принцип оценки перспектив нефтегазоносности бассейнов, рассматривались вопросы системного анализа в нефтяной геологии. Третий семинар был проведен в декабре 1979 г. и посвящен методам оценки нефте- и газоматеринского потенциала седи-

ментитов. Рассматривались вопросы качественной и количественной оценки масштабов углеводородообразования, отдельного прогнозирования нефтеносности и газоносности недр, геолого-геохимические условия реализации потенциала, понятийно-терминологические проблемы. Все три семинара проходили под большим влиянием и при непосредственном участии видного советского геолога-нефтяника Н.Б. Вассоевича. Тема последнего семинара была также предложена Н.Б. Вассоевичем.

Четвертый Всесоюзный семинар был посвящен Н.Б. Вассоевичу. Его задача — рассмотрение генетических связей нефтегазообразования и нефтегазонакопления с историей развития Земли, выразившейся в эволюции биосферы и тектоносферы. Сейчас ни у кого не вызывают сомнения принципы, высказанные в начале века И.М. Губкиным о том, что нефть повсюду и ее образование происходило во все времена с тех пор, как существует на нашей планете органическая жизнь. Но какова эволюция процесса нефтегазообразования во времени и пространстве, судя по современным теоретическим представлениям и фактическим данным, каковы геолого-геохимические условия не вообще образования нефти и газа, а их больших количеств, способных формировать заметные нефтегазоносные скопления? Способствовать ответу на эти вопросы — цель нашей работы. Материалы настоящей книги будут способствовать развитию теоретической нефтегазовой геологии и повышению эффективности освоения нефтегазоносных богатств недр нашей страны, к чему всегда призывал нас Н.Б. Вассоевич.

Б.А. Соколов

УДК 552.578.2

С.Г. НЕРУЧЕВ

ОБ ЭВОЛЮЦИИ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Предшествовавшие исследования по проблеме нефтегазообразования были направлены в основном на выявление наиболее общих характеристик нефтематеринских пород и свит, типичных обстановок и условий генерации нефти и газа, методов оценки нефте- и газоматеринского потенциала седиментитов, общих закономерностей формирования нефтегазоносности бассейнов, состава нефтей.

Эти исследования, суммировавшие опыт отечественных и зарубежных ученых, способствовали созданию Н.Б. Вассоевичем осадочно-миграционной теории образования нефти и газа и историко-генетического геолого-геохимического метода оценки нефтегазоносности бассейнов, нашедших признание и широкое применение в практике прогноза нефтегазоносности.

Вместе с тем очевидно, то необратимое эволюционное развитие Земли в целом и ее отдельных геосфер — биосферы, атмосферы, гидросферы, а также глубинных оболочек, безусловно, влияет на направленное эволюционное развитие процессов нефтегазообразования в ходе геологического времени.

Наряду с учетом установленных общих черт и условий нефтегазообразования при оценке перспектив конкретных бассейнов, сформировавшихся в различные геологические эпохи, необходимо научиться учитывать существенные эволюционные изменения во времени. Эта проблема весьма сложна и многогранна и пока не может быть исчерпывающе освещена. В настоящем обзоре я остановлюсь на основных аспектах, особенно тех, которые еще являются слабо освещенными, хотя и представляют большой интерес.

Изменение масштабов и специфики процесса нефтегазообразования, соотношений нефти и газа, изменение состава нефтей и газов в истории Земли — все это определяется рядом факторов, которые направленно изменяются во времени. Главные из них следующие.

1. Эволюционное развитие органического мира, что предопределяет необратимо направленные в истории Земли и циклические изменения

во времени количества и состава захороняющегося в осадках материнского для нефти и газа органического вещества (ОВ). Это фактор, определяющий эволюцию во времени нефтематеринского потенциала ОВ и осадочных пород.

2. Эволюционное развитие во времени седиментогенеза, в котором также следует выделять необратимо направленные изменения процесса в течение всей истории и более мелкие циклические изменения разных порядков. Это предопределяет общую направленность, а также циклические изменения характера осадков, в которых с разной интенсивностью накапливается, а затем и преобразуется в нефть и газ исходное ОВ. Это фактор, определяющий эволюцию литологического типа нефтегазоматеринских осадков во времени и, естественно, некоторую специфику нефтегазообразования и нефтегазонакопления в отложениях разных эпох.

3. Общее необратимо направленное эволюционное и циклические изменения геотектонических условий в истории Земли, определяющие изменения во времени масштабов и скоростей накопления и погружения осадков и формирования бассейнов; большее или меньшее во времени развитие бассейнов различной тектонической природы и соответственно особенности нефтегазообразования и нефтегазонакопления в бассейнах разных геологических эпох.

4. Эволюционное необратимое изменение геотермического режима Земли во времени и периодические изменения второго порядка, определяемые циклическим характером геотектонических процессов, эволюцией геодинамических условий во времени. Это обуславливает общее направленное, и более мелкие циклические изменения во времени геотермических условий, определяющих раннюю (на малых глубинах) или более позднюю (на большой глубине) деструкцию материнского ОВ в погружающихся осадках и соответственно существенные особенности развития нефтегазообразования и нефтегазонакопления в бассейнах разного возраста.

Сочетание перечисленных основных факторов, параллельно эволюционирующих во времени, во многом определяет конкретную специфику нефтегазообразования и нефтегазонакопления в осадочных бассейнах разных геологических эпох и различной тектонической природы. По этим двум аспектам проблемы представлено максимальное количество статей.

Наконец, имеется еще одна важная сторона проблемы — изменения нефтегазонакопления сформировавшихся бассейнов во времени после осуществления процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Это фактор влияния времени на эволюцию материнского ОВ пород и углеводородов (УВ) в залежах, фактор сохранности скопления УВ и эволюция их состава.

По влиянию первого фактора — развития биосферы — на эволюцию нефтегазообразования в ходе геологического времени материалов больше всего. Наиболее значительным обобщением по этому вопросу является недавно вышедшая монография [Лопатин, 1983], имеются отдельные интересные статьи. Остановлюсь на главных, по моему мнению, вопросах этой проблемы.

Одним из них является влияние эволюции и дивергенции органическо-

го мира на возрастающее разнообразие ОВ и более широкое распространение в осадках во времени гумусового ОВ, источником которого служит появившаяся в девоне наземная растительность. Именно это обстоятельство определяет в среднем с течением геологического времени снижение нефтематеринского потенциала ОВ и возрастание доли УВ-газа в системе генерирующихся УВ. Эта тенденция проявляется также и в более тонких характеристиках исходного ОВ и порождаемых им нефтей: в утяжелении со временем изотопного состава ОВ и нефтей (С.И. Гольшев, А.Э. Контарович), в направленном изменении отношения V/Ni в ОВ и нефтях (С.А. Пуанова, С.М. Катченков).

Однако это лишь общая тенденция и не более. Начиная с раннего докембрия и на протяжении всего фанерозоя вплоть до голоцена в эпохи усиления рифтогенеза и широких трансгрессий в стрессовых условиях для биосферы периодически проявлялись эпохи интенсивного накопления планктоногенного сапропелевого ОВ (а совместно с ним фосфора и ряда тяжелых металлов, в том числе урана) — образование доманикоидных отложений, исходная биопродукция ОВ которых вследствие бурного развития простейших синезеленых и зеленых водорослей похожа как две капли воды. Поэтому на протяжении всей истории периодически происходило образование весьма сходных нефтей, порождаемых ОВ такого типа. Последние работы по изучению первичной биопродукции фотосинтеза в современном океане [Fowler, 1980; Platt et al., 1983] привели к выводу, что ее основой являются мельчайшие (1–2 мкм) одноклеточные синезеленые водоросли пикопланктона, доля которых составляет иногда до 50–60%. До последнего времени эта часть первичной биопродукции океана вообще не была известна и не учитывалась. Дожившие от раннего докембрия доныне мельчайшие одноклеточные синезеленые водоросли, несомненно, вносили и вносят свой вклад в биопродукцию океана и в ОВ ископаемых осадков на протяжении всей геологической истории, что на фоне общей эволюции органического мира должно было определять заметные черты сходства как разновозрастного ископаемого ОВ морских отложений, так и порождаемых им УВ.

Другой аспект проблемы заключается в направленном возрастании в ходе геологического времени биопродуктивности биосферы, количества захороняемой в осадках биопродукции при осложнении общей тенденции периодическими (второго порядка) максимумами и минимумами. Это прослеживается довольно четко для фанерозоя и, очевидно, справедливо для докембрия.

Сначала заселился океан; с появлением и широким распространением наземной растительности биомасса Земли многократно возросла во времени (сейчас она в 370 раз больше биомассы океана). Возросла и биопродуктивность биосферы, но из-за инертности наземной биомассы не столь значительно — примерно в 3–3,5 раза. Этому отвечает возрастание интенсивности накопления ОВ в осадках от $0,3 \div 0,7 \cdot 10^{13}$ т $C_{org}/млн.$ лет в начале палеозоя до $2,5 \div 3,0 \cdot 10^{13}$ т в неогене и в современную эпоху [Неручев, 1979].

Благодаря работам А.В. Сидоренко и его учеников мы значительно продвинулись и в изучении ОВ докембрия. Св.А. Сидоренко и В.А. Теняков представили сообщение с данными о суммарной массе C_{org} до-

кембрия, равной $18 \cdot 10^{15}$ т, что вдвое больше, чем в фанерозое. Смушает, правда, что у них масса $C_{орг}$ в высокоуглеродистых породах значительно превышает массу $C_{орг}$ в породах с низкой его концентрацией. В фанерозое, как известно, соотношение обратное. Общая же оценка этой массы, видимо, вполне реальная. Ей соответствует средняя интенсивность накопления $C_{орг}$ $0,6 \cdot 10^{13}$ т/млн. лет, т.е. примерно такая же, как в раннем фанерозое. Периодически, в эпохи интенсивного накопления ОВ, она значительно повышалась и была, вероятно, сравнимой с фанерозойской.

Таким образом, от архея–протерозоя до неогена интенсивность накопления ОВ возросла в среднем от 0,6 до $2,5 \div 3 \cdot 10^{13}$ т $C_{орг}$ /млн. лет, т.е. в 4–5 раз (рис. 1). На фоне этого возрастания проявилось несколько максимумов накопления ОВ в докембрии, о которых мало что известно, и в фанерозое – девонский, пермский, юрский и неогеновый. Им соответствуют аналогичные максимумы по рассеянным битумоидам и с некоторым смещением вверх по разрезу – максимумы нефте- и газонакопления. То же самое было характерно, видимо, и для докембрия, только архейские и протерозойские залежи УВ в основном не сохранились.

Приведенные данные показывают, что этапы развития биосферы с максимальной биопродукцией, накапливавшейся в осадках, явились причиной соответствующих им эпох накопления нефти и газа. Большую роль играл при этом, конечно, и тип ОВ. Например, крупный пермский максимум накопления гумусового ОВ наземной растительности дал ощутимое накопление газа, но не нефти.

В соответствии с развитием биосферы, меняется, видимо, состав нефтей и газов. Известно, что от древних отложений к кайнозойским преимущественно метановые нефти в значительной мере сменяются нафтеново-ароматическими. Однако вопрос о причинах этого явления, к сожалению, до сих пор недостаточно ясен.

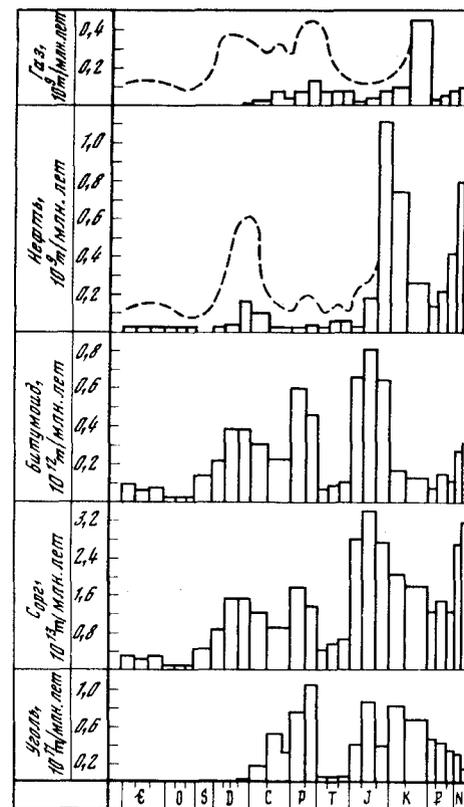
Несколько слов о влиянии на эволюцию нефтегазообразования в истории Земли направленного во времени и более мелких циклических изменений осадконакопления во времени. Направленные необратимые изменения седиментации заключаются в значительном уменьшении с течением времени от архея вулканогенных пород в осадках, в увеличении роли глинистых пород, в которых накапливается преобладающая часть ОВ, и карбонатных пород. В девоне появляются, а затем периодически получают все более широкое развитие обогащенные ОВ континентальные угленосные отложения.

На фоне этой общей направленности проявляются подчиненные тектоническим циклам периодические изменения в интенсивности накопления разных типов пород, в частности карбонатных, которые нередко являются материнскими и коллекторскими для УВ, а также галогенных отложений, являющихся наилучшими региональными покрывками для залежей УВ.

По данным В.С. Вышемирского [1980], наиболее распространенным в фанерозое литофациальными типами нефте- и газоносных свит являются морская карбонатная трансгрессивная, более мелководная переходная терригенная регрессивная, мелководно-морская терригенная трансгрессивная и реже – угленосная регрессивная. 60% мировых запасов неф-

Рис. 1. Интенсивность накопления ОВ, битумоидов, нефтей, газов и углей в фанерозое. По материалам А.Б. Ронова, В.С. Вышемирского, Г.А. Амосова и др.

Пунктир – предполагаемая интенсивность нефте- и газонакопления до разрушения залежей УВ с течением времени



ти приурочены к трем литофациальным типам: морской карбонатной трансгрессивной (23,4%), прибрежной терригенной регрессивной (21,4%) и прибрежной терригенной регрессивной с эвапоритами (15,3%) (рис. 2). 59% запасов газа также сосредоточены в трех литофациальных типах: в континентальной терригенной (36%, что показывает явную связь с гумусовым ОВ), в морской карбонатной трансгрессивной (14,8%) и в мелководной карбонатной регрессивной с эвапоритами (8,2%).

В геологической истории роль различных литофациальных обстановок нефтегазообразования периодически менялась, вероятно, в связи с периодичностью осадконакопления. Общей тенденцией является, пожалуй, все же сокращение со временем роли морских и некоторое возвращение мелководно-морских и переходных отложений в более молодых образованиях. Нефтеносность континентальных отложений характерна для перми и триаса, а газоносность – для нижней перми, триаса и верхнего мела.

Особенностям нефтегазообразования в различных тектонотипах бассейнов обычно уделяется определенное внимание. В чем же проявляется влияние тектонического фактора на эволюцию нефтегазообразования в истории Земли? Следует учитывать, что общей тенденцией тектонического развития является существенное сокращение площади геосинклиналей, развитие которых заканчивается интенсивной складчатостью, магматизмом и метаморфизмом и уничтожением большей части образовавшихся скоплений УВ. Другая сторона этой тенденции – разрастание во времени областей платформенного режима, более стабильных и более благоприятных для сохранности образующихся залежей нефти и газа.

С точки зрения нефтяной геологии большой интерес представляет установление основных эпох интенсивного растяжения земной коры, во время которых возрастает скорость погружения бассейнов, накопления в них

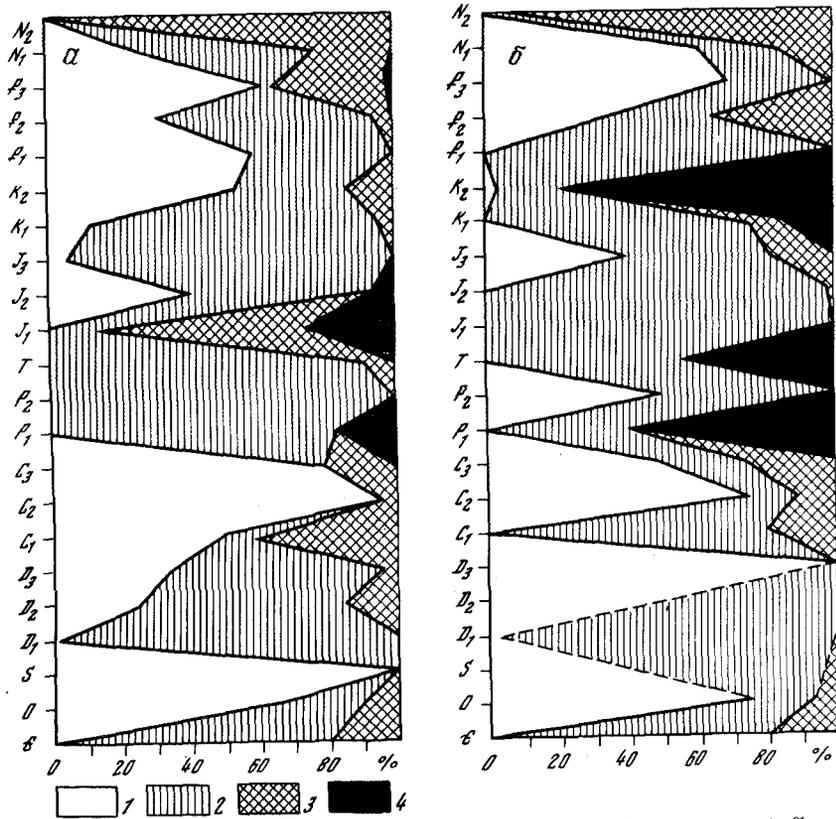


Рис. 2. Распределение мировых запасов нефти (а) и газа (б) по фациям (в % к запасам в каждом стратиграфическом подразделении). По В.С. Вышемирскому [1980]
Фации: 1 – морские, 2 – мелководно-морские, 3 – переходные, 4 – континентальные

осадков и их прогрева. Получение таких данных весьма важно для сравнительной оценки нефтегазоносности разновозрастных объектов. С позиции тектоники плит такого рода первое исследование выполнил В.П. Апарин [1983] (рис. 3). Для Русской платформы он установил, например, что кривая скорости перемещения платформы коррелируется с кривой изменения скорости погружения платформенных бассейнов в герцинском цикле и триасе (по более древним этапам нет достаточно достоверных данных). Залежи нефти сосредоточены здесь в девоне и карбоне, в области главного ритма перемещения платформы и погружения ее фундамента. Следующий пермский ритм значительно меньшей амплитуды характеризуется и более скромной долей запасов нефти. Аналогичная картина проявляется и для Северной Америки. Эпохи палеозойского нефтенакопления коррелируются с ритмами перемещения материка. Максимумы нефтенакопления в мезозое и кайнозое (бассейны Мексиканского залива, Западно-Арктический, Свердруп) также находят отражение в кривой скорости перемещения материка.

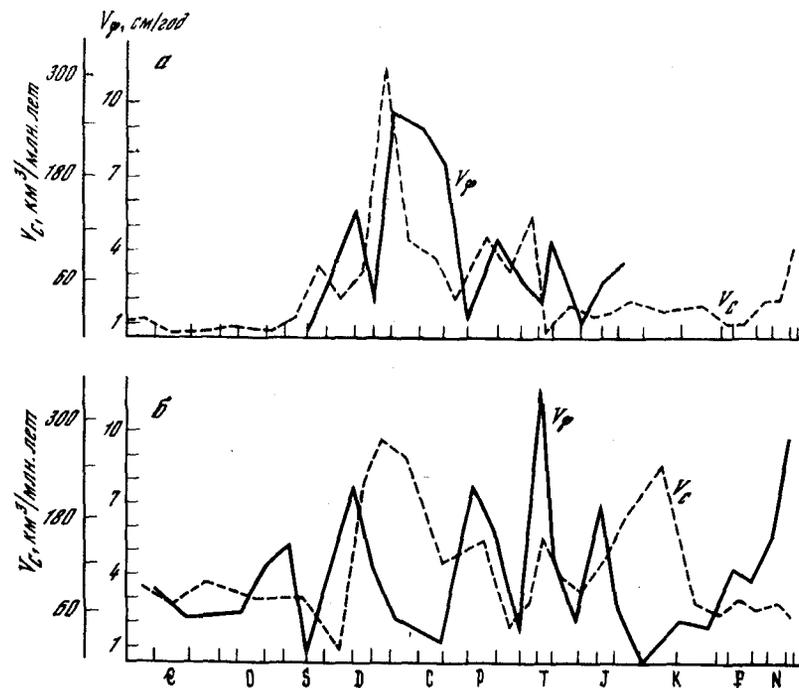


Рис. 3. Средняя относительная скорость горизонтальных перемещений (V_p) и средняя скорость погружения земной коры (V_c) для Русской (а) и Северо-Американской (б) платформ. По В.П. Апарину [1983]

Эпохи повышенных скоростей континентального дрейфа соответствуют условиям растяжения коры, когда оживляется рифтогенез. Это приводит к периодически унаследованным прогибаниям фундамента континентальных бассейнов, интенсивность которых пропорциональна скорости дрейфа. Масштабы нефтенакопления, обусловленные объемом захоронения осадков и ОВ в них, контролируются, таким образом, эволюцией геодинамической обстановки во времени. Периодические ее изменения обуславливают усиление или замедление процесса нефтегазообразования в осадочных бассейнах и наряду с другими факторами определяют неравномерность распространения нефтегазоносности в отложениях разных геологических эпох. Дальнейшее изучение этого аспекта проблемы несомненно представляет большой интерес. Особенно важными для формирования нефтегазоносности бассейнов являются тектонические этапы мощного и быстрого осадконакопления и интенсивного прогрева осадков в условиях растяжения и повышенной проницаемости земной коры. Весьма важным фактором, определяющим условия нефтегазообразования, является геотермический режим. Об эволюции геотермического режима существуют самые различные мнения. Пожалуй, большинство исследователей принимают, что, по крайней мере с палеозоя, геотермический режим почти не изменился. Некоторые полагают, что в палеозое температуры были значительно выше современных.

До недавнего времени считалось, что основным источником тепла яв-

ляются процессы радиоактивного распада элементов, которые и определяют наблюдаемый на земной поверхности тепловой поток. Однако оказалось, что экспериментально установленная прямая зависимость между поверхностной плотностью теплового потока и генерацией тепла от распада радиоактивных элементов наблюдается только в ряде так называемых тепловых провинций [Любимова, 1983]. Началась переоценка роли радиоактивных источников тепла в свете гипотезы дифференциации вещества Земли при выделении железного ядра.

По расчетам А.С. Мониной и О.Г. Сорохтина [1984], в общем тепловом потоке, идущем из земных недр, на долю процесса выделения ядра приходится преобладающая часть энергии, а на радиогенную генерацию энергии — около 25%. Следует учитывать к тому же, что за 4,5 млрд. лет генерация радиогенного тепла в связи с распадом радиоактивных элементов должна была значительно уменьшиться, примерно в 5 раз.

Е.А. Любимова [1983] при изучении тепловой истории Земли, помимо радиогенной генерации тепла, учла вклад от энергии гравитационной дифференциации и разогрева железного ядра химическими реакциями окисления—восстановления. Проведенные ею расчеты показали, что во времени происходит разогревание внутренней части Земли.

Что же касается внешней 360-километровой оболочки, то в ее нижней части разогревание, по расчетам, достигло максимума 2 млрд. лет назад, а затем происходило остывание. Эмпирические обобщения свидетельствуют, что величина современного теплового потока минимальна в областях наиболее древней активизации и максимальна в молодых альпийских областях и зонах современного вулканизма.

Следовательно, остывание бассейнов во времени является несомненным эмпирическим фактом. Не остывание от какого уровня — от свойственного сейчас молодым бассейнам или от более высокого, как говорит теория? Видимо, теория все же права, и общей тенденцией во времени является постепенное уменьшение температуры в осадочных бассейнах сходного типа от одинаковых глубинных, т.е. тенденция снижения геотермических градиентов во времени.

Но не следует забывать и другого факта — цикличности тектонических процессов. В каждом цикле региональный метаморфизм и гранитизация в геосинклиналях проявляются при максимальном погружении во время частной инверсии и максимального складкообразования при значительно повышенном тепловом потоке и повышенной температуре. Эти моменты повторяются во времени в каждом тектоническом цикле; следовательно, в каждом из них периодически повторяются и условия наиболее сильного прогрева земной коры, что ощущается, несомненно, не только в геосинклиналях, но и на платформах. Исходя из предсказанного теорией остывания верхнего 360-километрового слоя Земли и значительного сокращения во времени радиогенного тепла, можно ожидать, что эти температурные максимумы в осадочных бассейнах от цикла к циклу также должны были иметь тенденцию к снижению. Они должны проявляться в этапы максимального погружения бассейнов, в прединверсионную стадию их развития.

Нередко сильно растянутую по глубине зональность катагенеза в альпийских складчатых бассейнах, в которых газовая стадия фиксируется

на глубине 5 км, относят за счет большой скорости погружения и, следовательно, минимального времени воздействия температуры на ОВ. Сокращенную зональность катагенеза в палеозойских складчатых бассейнах (полуантрацитовая стадия на 5 км) объясняют соответственно значительно большим временем теплового воздействия, а не большими величинами геотермических градиентов в палеозойское время. При этом забывают, что скорость и время погружения осадков в сходного типа палеозойских и кайнозойских бассейнах до прединверсионного наиболее "горячего" этапа были практически одинаковыми, продолжительность катагенеза — тоже одинаковой (до 25–30 млн. лет). Только в первом случае катагенез происходил в палеозое, а во втором — в кайнозое (рис. 4). Отсюда следует вывод, что в сходного типа палеозойском складчатом бассейне геотермический градиент был заметно выше, чем в современном альпийском бассейне. Соответственно значительно выше на одинаковых глубинах была и степень катагенеза ОВ. Если это не так, то следовало бы считать, что газовый уголь превратился в антрацит уже после инверсии, у земной поверхности, за счет низкотемпературного воздействия в течение длительного времени, что совершенно нереально.

Если же в силу особых причин альпийский бассейн характеризуется высоким геотермическим градиентом (до 6–7°C/100 м, как в Рейнском грабене), какой был характерен, вероятно, для палеозойских бассейнов, то и зональность катагенеза в нем такая же, как в палеозойских (газовая стадия на глубине 1,5–2 км).

Для платформенных бассейнов анализ этого вопроса сложнее, труднее "отчленив" влияние времени воздействия температуры. Несколько более "сжатая" зональность катагенеза на древних платформах по сравнению с молодыми может объясняться как влиянием большей продолжительности времени температурного воздействия, так и несколько большими геотермическими градиентами на древних платформах во время формирования осадочных бассейнов.

Сравнительное изучение нефтегазообразования на древних и молодых платформах в сходных доманикоидных отложениях показывает, что начало главной фазы нефтеобразования (ГФН) на древних платформах фиксируется на глубине 1,3–1,5 км, а на молодых — 2 км. В палеозойских складчатых бассейнах начало ГФН фиксируется на глубине 2 км, а в альпийских — 3,5–4 км. Как видим, в более молодых сходного тектонического типа бассейнах при одинаковой скорости погружения нефтегазообразование совершалось на тех же грациях катагенеза, но на заметно больших глубинах. И причиной этого является в основном, видимо, все-таки тенденция снижения во времени интенсивности геотермического режима. Таким образом, эволюция геотермического режима во времени от архея—протерозоя до кайнозоя приводит к проявлению ГФН на все больших глубинах, в среднем от глубины 1 км в протерозое до 3,5–4 км в кайнозое. Но есть, конечно, и исключения, каким вследствие высокого положения мантии является, например, Рейнский грабен.

Все эти рассуждения о геотермических условиях нефтегазообразования и их эволюции во времени исходят из того, что они определяются только глубинным тепловым потоком. Иницируется нефтегазообразование действительно глубинным потоком. Судя по имеющимся данным, ГФН начи-

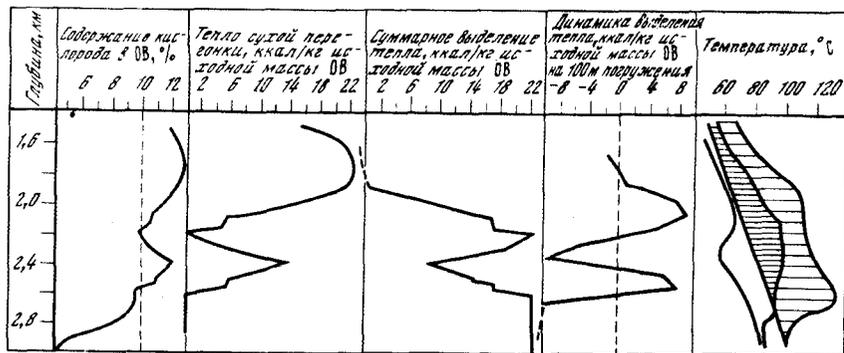


Рис. 4. Изменение концентрации кислорода, величины тепла сухой перегонки и выделения тепла при деструкции ОВ баженовской свиты Западной Сибири и соотношение их с геотермической аномалией

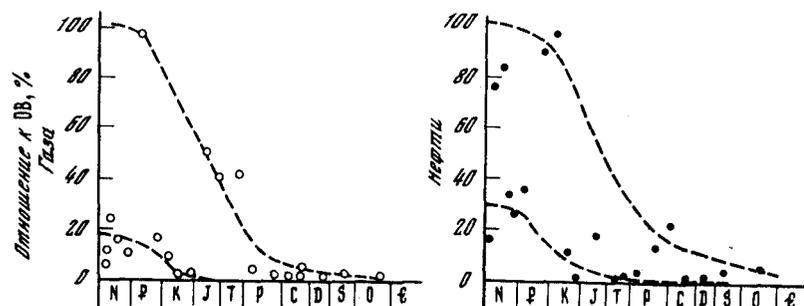


Рис. 5. Отношение нефти и газа к ОВ в разновозрастных отложениях фанерозоя по мировым данным

нается обычно при переходе от градации ПК₃ к МК₁, по наиболее достоверным данным при температуре около 90°C на большей или меньшей глубине в зависимости от величины геотермического градиента в данном бассейне.

При изучении ГФН в баженовской свите Западной Сибири [Неручев и др., 1980] установлено, что нефтеобразование происходит не постепенно, а импульсивно, развивается лавинообразно и совершается в масштабе геологического времени очень быстро. При этом зона ГФН характеризуется геотермической аномалией, на основе чего нами высказано предположение об экзотермическом характере процесса нефтеобразования во время проявления ГФН. Изученность этого явления пока слабая. Но положение постепенно проясняется. И теория и забытые экспериментальные данные говорят о том, что, начавшись под действием повышенной температуры, преобразование ОВ и генерация УВ сопровождаются выделением тепла за счет высвобождения внутренней энергии ОВ, что ускоряет процесс, и он приобретает характер цепной реакции. По экспериментальным данным, преобразование ОВ от торфа до стадии каменного угля сопровождается выделением примерно 250 ккал/кг. Как видим [Монин, Сорох-

тин, 1984], этапам деструкции ОВ и выделения энергии, накопленной ОВ в процессе фотосинтеза, отвечает геотермическая аномалия в зоне ГФН. В бассейнах с недавно завершившимся или еще продолжающимся нефтеобразованием температура в зоне ГФН определяется на 20–30% не глубинным тепловым потоком, а тепловой энергией, выделяющейся при деструкции ОВ. И это следует изучать и учитывать при анализе геотермических условий нефтеобразования. Видимо, именно поэтому бассейны с геотермической аномалией в средней части осадочного чехла и с повышенным геотермическим градиентом, по данным П.Т. Фаулера [Fowler, 1980] и других исследователей, являются наиболее богатыми нефтью, а бассейны без этих признаков, "холодные", или "мертвые" (по П.Т. Фаулеру), — бедными нефтью.

В заключение остановимся на эволюции нефтегазоносности сформировавшихся бассейнов разных геологических эпох во времени под воздействием возобновляющихся тектонических движений, прогрессивного катагенеза, гипергенеза и других факторов.

Анализ глобального материала показал, что пикам накопления ОВ соответствуют с некоторым смещением пики нефте- и газонакопления, о чем уже говорилось в начале статьи. Однако количество нефти (и газа), приходящееся на единицу массы ОВ пород, непостоянно для разных геологических эпох. Оно направлено и значительно уменьшается от кайнозоя к палеозою, что является доказательством существенной деградации нефтегазоносности бассейнов во времени. Если принять максимальные величины отношений нефти к ОВ и газа к ОВ для мезозоя–кайнозоя за единицу (100% сохранность запасов, что, конечно, тоже не совсем верно), то оказывается, что во времени величина первоначальных запасов нефти и газа сильно уменьшается, составляя в девонских отложениях 20–25% для нефти и 5–10% для газа, а в кембрийских — не более 5–6% для нефти и 3–5% для газа (рис. 5).

Следовательно, при оценке бассейнов разного возраста учет этого фактора чрезвычайно важен. При одной и той же массе ОВ в нефтегазоматеринских отложениях и одинаковой массе эмигрировавших УВ сохранившиеся запасы нефти и газа в вендско-кембрийских отложениях будут в 5, а то и в 10 раз меньше, чем в мезозойско-кайнозойских.

Учитывая это существенное разрушение во времени нефтегазовых скоплений, можно приблизиться к более правильному пониманию масштабов нефтегазообразования в прошлые геологические эпохи. С этих позиций оказывается, что девонский пик первоначального нефтенакопления был, вероятно, не намного меньше позднемелового и неогенового, а кембрийский — не меньше палеогенового. Еще больше меняется картина для газа: пермский и девонский пики, вероятно, были почти такого же масштаба, как позднемеловой, а кембрийский не меньше кайнозойского. Сравнимыми с фанерозойскими, вероятно, были также пики нефтегазонакопления в докембрии, но они не сохранились. Все это следует иметь в виду при оценке перспектив нефтегазоносности бассейнов разных геологических эпох.

Литература

- Аларин В.П. Корреляция периодических изменений относительной скорости перемещения континентальных плит, темпа осадконакопления и времени формирования нефтяных месторождений. — Докл. АН СССР, 1983, т. 270, № 1, с. 161–164.
- Вышемирский В.С. Распределение мировых запасов нефти и газа по фациям. — Геология и геофизика, 1980, № 1, с. 3–8.
- Лопатин Н.В. Образование горючих ископаемых. М.: Недра, 1983. 192 с.
- Любимова Е.А. Радиогенное тепло Земли. — В кн.: Проблемы радиогеологии. М.: Наука, 1983, с. 265–275.
- Монин А.С., Сорохтин О.Г. Эволюция океанов и геохимия континентов. — В кн.: 27-й МКК. Коллоквиум ОЗ. Палеоокеанология. М.: Наука, 1984, с. 22–35.
- Неручев С.Г. Накопление органического вещества и горючих ископаемых в фанерозое. — Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 3, с. 664–667.
- Неручев С.Г., Розозина Е.А., Зелichenko И.А., Трушков П.А. Геохимические особенности процессов нефте- и газообразования в отложениях баженовской свиты Западно-Сибирской низменности. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 2, с. 5–16.
- Fowler P.T. Telling live basins from dead by temperature. — World Oil, 1980, vol. 190, N 6, p. 107–122.
- Platt T., Subba Rao D.V., Irvin B. Photosynthesis of picoplankton in the oligotrophic ocean. — Nature, 1983, vol. 301, N 5902, p. 702–704.

ЭВОЛЮЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА СОСТАВ ИСХОДНОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И НЕФТЕОБРАЗОВАНИЕ

УДК 553.98.061.3

Н.В. ЛОПАТИН

РАЗВИТИЕ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ В СВЯЗИ С ЭВОЛЮЦИЕЙ БИОСФЕРЫ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Своеобразие процессов образования и накопления нефти и газа сложилось во многом под влиянием специфики условий седиментации и тектономагматической деятельности, эволюции органического мира на разных этапах истории Земли.

Главные этапы развития мегабиосферы докембрия выделены весьма ориентировочно с учетом проходивших в то время крупнейших морфологических изменений в органическом мире [Лопатин, 1979].

В самый ранний этап (пробиосфера, 4,3–4 млрд. лет назад) химическая эволюция углеводородистых соединений завершилась, по-видимому, появлением примитивнейших, но уже способных к редупликации анаэробных гетеротрофных систем — зобионтов, само существование которых зависело от энергии, получаемой из окружающей водной среды. Пока нет убедительных экспериментальных и биогеологических данных о метаболизме и времени возникновения зобионтов пробиосферы. Можно лишь сугубо ориентировочно предположить, что органическое вещество (ОВ), синтезированное таким образом в пробиосфере, должно отличаться богатым содержанием углеводородных соединений. Такого типа ОВ могло концентрироваться в терригенных отложениях не только пелитовой размерности, но и в относительно мелководных грубозернистых песчаниках.

Неизвестна "биопродуктивность" пробиосферы, и поэтому неясно, могла ли она быть источником скоплений нефти и газа в ранней стратифере. Однако общая геологическая ситуация была неблагоприятной для формирования месторождений углеводородов (УВ): а) широко распространен вулканогенный тип литогенеза — отсутствовали области длительного и устойчивого погружения; б) чрезвычайно активный теплоперенос в земной коре должен был приводить к термодеструкции длинноцепочечных УВ нефти уже в самых верхних горизонтах вулканогенно-осадочного разреза.

С протобиосферой раннего архея связано начало биологической эволюции — появились бактериевидные простейшие, близкие к современным пурпурным и зеленым серным бактериям и некоторым цианеям (аноксигенный фотосинтез испанской эпохи). Захоронение их некромассы в осад-

ках и последующий в зоне катагенеза термолит, гораздо более жесткий в сравнении с фанерозойским, в геосинклинальных вулканогенно-осадочных бассейнах могли привести к самым ранним в истории Земли генерациям нефти и газа в сериях Исуа, Онфервахт, Тугела, приазовской части Украинского щита, графитовых гнейсах на Сибирской платформе, Мфонгози и Крайпан в Южной Африке, гвианской системы Южной Америки. Однако масштабы возможного образования залежей нефти и газа в то время еще не стали объектом исследований.

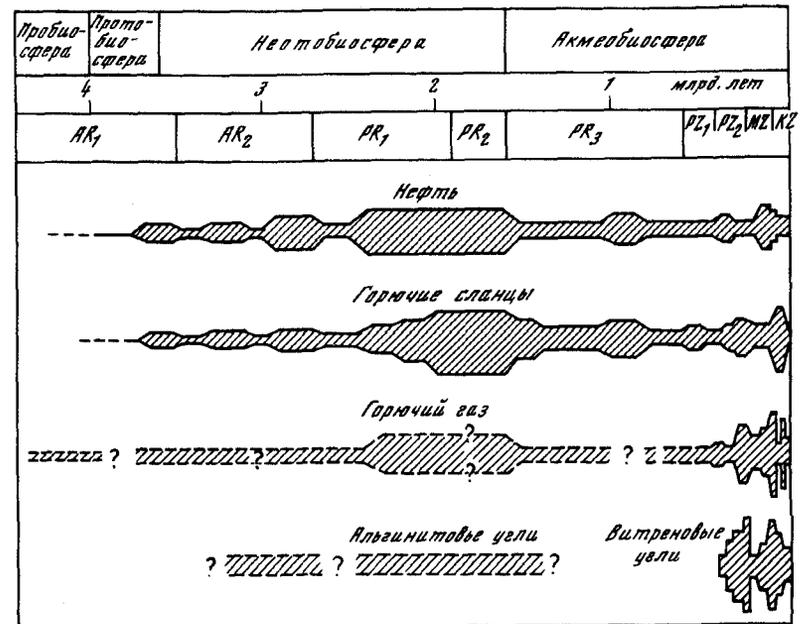
Во второй половине раннего архея выдающийся эволюционный прогресс привел к господству прокариотических организмов с окислительным фотосинтезом. Ежегодная биопродукция этой неотобиосферы была близка к современной в сходных экосистемах. Осадконакопление развивалось в складчатых областях в мелководных условиях открытых морей и было представлено флишеидными формациями, терригенными, терригенно-карбонатными и в меньшей мере кремнистыми и карбонатными [Белькова, Огнев, 1984]. Для этого времени впервые отмечаются глобальные эпохи широкого распространения высокоуглеродистых пород [Сидоренко, 1984].

Начиная с этого времени в течение почти 2 млрд. лет (поздний архей, ранний и средний протерозой) существовали наиболее благоприятные условия для формирования месторождений нефти и газа: 1) в захоронявшемся ОВ преобладали алифатические и алициклические типы структур, что отличает кероген с очень высоким нефтематеринским потенциалом; 2) коэффициент фоссилизации ОВ значительно превосходил аналогичный показатель для фанерозойских морей и океанов; 3) потери массы ОВ в диагенетических процессах были минимальными; 4) формировались мощные осадочно-породные бассейны платформенного, геосинклинального и пограничного типов.

Ориентировочные расчеты биопродуктивности экосистем этого этапа и оценки масштабов накопления керогена в ряде архейских и раннепротерозойских формаций подтверждают заключение о самых крупных в филогенетической истории нефти и газа масштабах накопления их залежей [Лопатин, 1979] (рисунок). Мощные метаосадочные породы с высоким содержанием органического углерода встречены во многих древнейших бассейнах и в длительном интервале геологического времени. Сохранились прямые свидетельства того, что в эпоху неотобиосферы в осадочных бассейнах накапливались мощные толщи горячих сланцев и альголитов. Эти отложения, как правило, сильно метаморфизованы, и поэтому в них сохранилась лишь небольшая часть исходного ОВ. Зафиксированные значения содержания ОВ, даже низкие, еще не свидетельствуют о бедности его накопления в рассматриваемые периоды докембрийского времени.

Сложной задачей является оценка масштабов практически бесследно исчезнувшего нефтенакпления, уничтоженного сильнейшей катагенетической переработкой осадочных образований. Косвенно об этом можно судить только по широкому распространению графитизированных древнейших керитов и антраксолитов, например с жильными образованиями шунгита-1 [Лопатин, 1979].

Можно обоснованно предположить, что в позднем архее и раннем протерозое условия седименто- и диагенеза были чрезвычайно благоприятными для захоронения нефтегазоматеринского алинового (в основе сапротеле-



Последовательность и условные масштабы накопления горючих ископаемых

вого) ОВ, а образование и накопление нефти в бассейнах платформенного, пограничного и геосинклинального типов явилось, очевидно, одним из самых больших в истории Земли.

Появление эукариотических клеток (1,6–1,9 млрд. лет назад или, по последним оценкам, еще раньше), а затем и многоклеточных организмов привело к стремительному увеличению разнообразия биоценозов и знаменовало наступление этапа зрелой биосферы — акмеобиосферы. В позднем рифее—венде распространились различные виды Metazoa, усложнившие пищевые цепи областей седиментации. В конечном итоге уменьшилась эффективность процесса нефтеобразования: часть некромассы терялась в пищевых цепях, возрос окислительный потенциал среды седименто- и диагенеза, быстро дифференцировался мир сапротитной микрофлоры. Все это привело к существенному уменьшению роли захоронявшегося в осадках ОВ.

Широко распространилось накопление классических нефтематеринских отложений доманикового типа, например усть-ильинские и малгинские слои рифея Восточной Сибири, в составе исходной биоты которых важную роль играли донные водоросли Vendotenia, а также акритархи Leiosphaeridium.

О значительном развитии процессов нефтеобразования в позднем протерозое можно судить по данным нефтепоисковых работ на Сибирской и Русской платформах. Чем позднее развивалась главная фаза нефтеобразования в докембрийских осадочных бассейнах, тем выше перспективы обнаружения древнейших скоплений нефти.

Докембрийский этап отличался, очевидно, также большими масштаба-

ми генерации горючих газов. Катагенетические преобразования господствовавшего тогда в стратиферии алинового ОВ должны были приводить к образованию газов, богатых УВ ряда С₂—С₄. Газоматеринский потенциал ОВ этого типа примерно в 1,5 раза выше, чем угольного витренового, широко развитого в фанерозойских отложениях.

Эволюционную историю нефтей фанерозоя, чрезвычайно разнообразных по составу, трудно соотносить с крупнейшими событиями в развитии биосферы, так как, помимо типа исходного нефтематеринского ОВ, он определяется рядом других факторов. Мало изучены также смены глобальных биот фитопланктона Мирового океана в фанерозойском эоне.

Весьма ориентировочно можно говорить пока о трех эволюционных ветвях нефтей фанерозоя.

А л к а н о в ы й м а л о п а р а ф и н и с т ы й, древнейший тип в филогенезе нефти, характерен для отложений верхнего протерозоя и нижнего палеозоя. Это нефти низкой плотности, с высоким содержанием н-алканов в бензиновых фракциях, в основном моно- и бициклическими циклтанам и малым количеством ареновых структур.

А л к а н о в ы й п а р а ф и н и с т ы й тип нефтей, выделенный А.Э. Конторовичем и О.Ф. Стасовой [1978], генетически связан с керогеном, содержащим примесь липтобиолитов наземной расчительности. Эти нефти отличаются низкой и средней плотностью, малосмолисты, богаты высококипящими н-алканами. Данный тип является своеобразной ветвью фанерозойской истории нефтей, связанной с выходом жизни на сушу. Залежи обычно приурочены к угленосным формациям, среди них нет крупных и уникальных.

Ц и к л а н о в о - а л к а н о в ы й тип отличается повышенной плотностью и смолистостью нефтей, нафтеново-метановым составом, сравнительно невысоким содержанием н-алканов. С ним связан позднемезозойский максимум нефтенакпления — самый крупный в фанерозое.

В распределении ресурсов нефти выделяются четыре четко выраженных максимума: крупнейший раннемеловой, позднемеловой, позднерурский, миоценовый.

Как показал В.С. Вышемирский [1980], в раннем палеозое почти все запасы нефти сосредоточены в морских и мелководно-морских толщах. В раннем и позднем карбоне роль переходных фаций значительно возрастает, с ранней перми начинается нефте- и газонакопление в континентальных обстановках седиментогенеза.

В истории фанерозойского газонакопления достаточно уверенно выделяются лишь две градации: 1) марковская, для которой характерны небольшие или средние по запасам месторождения, генетически связанные с алиновым ОВ субаквальных нижнепалеозойских отложений; в их составе обычно высоко содержание тяжелых газовых УВ — до 20—30%; 2) уренгойская, которую прежде всего представляют сеноманские залежи севера Западной Сибири. Появление такого типа газовых скоплений связано с расцветом голоосеменных, а с позднемелового времени и покрытосеменных растений, послуживших исходным материалом для формирования регионально угленосных формаций.

Итак, эволюция процессов образования нефти и газа в истории Земли имела необратимый характер. Почти 3,5 млрд. лет господствовало накоп-

ление ОВ алиновой природы. Стремительное увеличение разнообразия горючих ископаемых связано с выходом жизни на сушу в фанерозое. Каждому этапу становления биосферы свойственны определенные масштабы накопления УВ. Крупнейшее в истории Земли образование нефти, а также жирных газов докембрия связано с неотобиосферой.

Л и т е р а т у р а

- Белькова Л.Н., Огнев В.Н.* Сравнительный анализ и эволюция осадконакопления в архее и раннем протерозое складчатых областей. — В кн.: 27-й МГК: Тез. докл. М.: Наука, 1984, с. 256—257.
- Вышемирский В.С.* Распределение мировых запасов нефти и газа по фациям. — Геология и геофизика, 1980, № 1, с. 3—9.
- Конторович А.Э., Стасова О.Ф.* Типы нефтей в осадочной оболочке Земли. — Геология и геофизика. 1978, № 8, с. 3—13.
- Лопатин Н.В.* Эволюция биосферы и накопление горючих ископаемых. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 7, с. 5—22.
- Сидоренко Св.А.* Жизнь в докембрии в свете современных данных по органическому веществу в докембрийских осадках. — В кн.: 27-й МГК. Тез. докл. М.: Наука, 1984, с. 393.

УДК 552.578.2.061.311

Г.М. ПАРПАРОВА, С.Г. НЕРУЧЕВ, А.И. ГИНЗБУРГ, А.В. ЖУКОВА,
В.А. РУДАВСКАЯ, В.А. ФЕДОРОВА, М.С. СТАНИЧНИКОВА, Е.М. ФАЙЗУЛЛИНА,
П.А. ТРУШКОВ, А.В. СТАХЕЕВА

К ВОПРОСУ ОБ ЭВОЛЮЦИИ ИСХОДНОГО МАТЕРИАЛА И ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ ТИПОВ САПРОПЕЛЕВОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ДОМАНИКОИДОВ

Вопросы эволюции исходного материала доманикоидов разработаны очень мало. В большинстве случаев они сводятся к палеонтологической характеристике определенных возрастных групп, используемой для целей стратиграфии и фациально-палеогеографических реконструкций. Эволюция фитопланктона рассматривается в двух типах работ. Одни из них, филогенетического плана (А.А. Еленкин, В.И. Полянский, А. Пашер, Циммерман), намечают определенные связи между отдельными группами фитопланктона.

Из этих работ следует, что каждая группа водорослей характеризуется своими морфологическими признаками, весьма слабо свидетельствующими о преемственности в эволюционном развитии фитопланктона.

В других работах, преимущественно американских исследователей [Tarpan, 1969; Tarpan, Loeblich, 1970], обсуждаются причины вымирания и появления новых групп фитопланктона. Движущей силой эволюции они считают мутации, возникающие под влиянием стрессовых условий: резкого изменения фациально-палеогеографической обстановки, облучения, высокой температуры или химических мутагенов. По мнению Э. Таппана и А. Леблиха, в аномальных ситуациях выживают организмы с высокой генетической изменчивостью, причем возрастает их продуктивность

и уменьшается генетическое разнообразие. Такая точка зрения близка к гипотезе С.Г. Неручева [1982], считающего основной причиной накопления больших концентраций органического вещества (ОВ) доманикоидов вспышки биопродуктивности простейшего фитопланктона, вызванные обогащенностью вод ураном и другими микроэлементами.

В задачу настоящей работы входило изучение исходного материала и петрографических типов ОВ доманикоидов с точки зрения его нефтегазоматеринских свойств. Располагая разновозрастным материалом, мы также попытались выяснить некоторые вопросы эволюции фитопланктона — основного биопродукента ОВ.

Исследование было предпринято на примере 18 объектов разного возраста (R—N), включавших рассеянное органическое вещество (РОВ) пород ($C_{орг} \sim 5-20\%$) и горючие сланцы ($C_{орг} \sim 20-50\%$) из эпиконтинентальных, геосинклинальных и переходных областей. В частности, нами характеризовались РОВ усть-ильинского (R_1), малгинского (R_2) и куонамского (ϵ_{1-2}) горизонтов Сибирской платформы, ордовикские и силурийские сланцы Прибалтики, доманик (D_3 fr) Русской платформы и западного склона Урала, баженовская свита Западной Сибири ($J_3 v-K_1 h$), кумская свита (эоцен) Предкавказья и ряд других объектов.

Изучение ОВ доманикоидов проводили с применением палеонтологических, петрографических, углепетрографических, химических и спектроскопических методов. Исследовали породы, вмещающие ОВ, и концентрации нерастворимого ОВ.

На основании этих данных установлено, что основными поставщиками ОВ в осадки морских отложений были органостенные виды планктона: акритархи, желтозеленые, некоторые виды синезеленых и зеленых водорослей, в меньшей степени динофлагелляты, а из зоопланктона и зообентоса — отдельные части граптолитов, тентакулитов и трилобитов.

Анализ каменного и литературного материала показал, что единичные определяемые формы фитопланктона в морских допалеозойских и палеозойских породах, обогащенных ОВ, представлены простейшими акритархами (*Leiosphaeridia*), синезелеными водорослями (кукерсит Прибалтики, вендские отложения Русской платформы), а также планктонными зелеными водорослями рода *Tasmanites*.

В ордовике, силуре и девоне (D_3 tr), помимо этих групп фитопланктона, весьма существенную роль в накоплении ОВ приобретают граптолиты и тентакулиты. В диктионемовых сланцах это прикрепленные граптолиты *Dictionema*, в силурийских — разнообразные планктонные и псевдопланктонные граптолиты, *Chitinozoa* и конодонты, в доманике — тентакулиты (птероподы). Вообще в средне- и нижнепалеозойских доманикоидах зооорганизмы составляют весьма существенную часть ОВ за счет преобразованных остатков хитиновых скелетов граптолитов и мембран тентакулитов, которые по данным В. Блинда [Blind, 1969], также содержали хитин.

В мезозойских и кайнозойских отложениях, а именно в сидониевых сланцах ФРГ, в баженовской свите Западной Сибири, в верхнеюрских сланцах Русской платформы, в кумской свите Предкавказья и других, обогащенных сапропелевым ОВ, среди определяемых микрофитофоссилий встречаются акритархи, планктонные синезеленые и зеленые (роды *Tasmanites*, *Crassosphaera*) водоросли, кокколлиты, динофлагелляты и их

цисты. В верхнеюрских горючих сланцах Русской платформы отмечаются также желтозеленые водоросли. Донные водоросли типа *Vendotenia*, считающиеся предками бурых и появившиеся еще в рифее, в отдельных фациальных зонах составляли существенную часть ОВ. Это установлено в усть-ильинских и малгинских слоях рифея Восточной Сибири, в верхнеюрских горючих сланцах Русской платформы и в других объектах.

В континентальных условиях в накоплении сапропелевого ОВ существенная роль принадлежала желтозеленым водорослям, в частности роду *Pila* и остаткам высших растений.

Особый интерес представляют детальные исследования К. Медлера [Mädler, 1968] по изучению исходного материала ОВ тоарских сидониевых сланцев ФРГ. Им было установлено, что преобладающее хлопьевидное сапропелевое ОВ сидониевого сланца состоит в основном из простейших синезеленых шаровидных водорослей диаметром 4—10 мкм, отнесенных к виду *Nostocopsis saprolithica* sp. из семейства *Schizophyceae*. К. Медлер высказывает предположение, что с этими водорослями связана массовая вегетация ОВ сидониевых сланцев и других сапропелитов. Наряду с мелкими синезелеными водорослями, в сидониевых сланцах он выделяет разнообразные планктонные зеленые водоросли: *Halosphaeropsis liassica* sp., *Tasmanales* с порами и *Leiosphaeridiales* — без них. Названные микрофитофоссилии имеют большое сходство между собой, и палеоальгологи называют их тасманитоподобными [Ефремова, 1967]. К. Медлер сравнивает ископаемые формы *Nostocopsis saprolithica* с современными *Alabaena* и *Aphanizomenon*. Примечательно, что в описании современных синезеленых водорослей он указывает, что эти простейшие формы, достигнув определенной дифференциации в далекие геологические времена, с тех пор эволюционировали сравнительно мало и до наших дней не претерпели существенных морфологических изменений [Курс ..., 1981]. Современная планктонная зеленая водоросль рода *Хлорелла* (порядок *Хлорококковые*) похожа по морфологическому строению на ископаемые *Tasmanites*. Известно, что *Хлорелла* очень устойчива. Она сохраняет жизнеспособность после вымораживания и высушивания. В замкнутой системе она поглощает газообразные токсические выделения. *Хлорелла* обладает весьма высокой радиорезистентностью [Ваулина и др., 1978]. При уменьшении содержания кислорода и снижения температуры *Хлорелла* начинает выделять ненасыщенные липиды, составляющие до 86% сухой массы [Кейн, 1980], что является частным проявлением общего свойства всех живых организмов отвечать "восковым перерождением" на облучение, холод, тепло, нарушение солевого обмена, механические повреждения и химические стимуляторы [Гейльбрун, 1957]. Установлено, что "восковое перерождение" в ряде случаев сопровождается новообразованием каротиноидов [Кейн, 1980]. Так, при облучении *Хлореллы* рентгеновскими лучами образуются мутанты, продуцирующие разнообразные высоконасыщенные сложные каротиноиды [Барашков, 1963].

Таким образом, полученные данные подтверждают точку зрения С.Г. Неручева, а также американских палеоальгологов Э. Таппан и А. Леблиха, что в разновозрастных толщах, обогащенных сапропелевым ОВ, основными биопродукентами были простейшие водоросли, дававшие аномально высокую продуктивность в стрессовых ситуациях. Это доказывается

сходством простейших ископаемых синезеленых и зеленых водорослей с их современными аналогами. Другим доказательством этой гипотезы является состав фауны и флоры современных солеродных бассейнов. В этих экстремальных условиях так же, как и в доманикоидах, флора представлена в основном синезелеными, зелеными водорослями, фауна — ракообразными [Ермаков, 1928; Первольф, 1953; Капченко, 1974].

Анализ исходного состава биопродуцентов, образующихся в стрессовых условиях, объясняет результаты проведенного нами послойного палеоальгологического изучения отдельных разрезов (диктионемовые сланцы Прибалтики, горючие сланцы Кашпирского месторождения, доманик Русской платформы), показавшие, что именно в прослоях горючих сланцев комплекс фитопланктона значительно обеднен и представлен самыми простейшими формами. Например, в породах доманика комплекс палинофлоры представлен в основном разнообразными тасманитесами и акритархами (*Leiosphaeridium*, *Trachisphaeridium*). Споры папоротников присутствуют в них в незначительном количестве. Отложения, подстилающие и покрывающие доманик, обогащены спорами папоротников и почти не содержат тасманитесов.

Потери ОВ в анаэробный период диагенеза не превышают 35%. Они несколько возрастают с уменьшением абсолютного возраста отложений, что, возможно, связано с эволюцией бактерий. В целом анаэробное бактериальное окисление ОВ не играет существенной роли в формировании его микрокомпонентного состава.

Микрокомпоненты РОВ и горючих сланцев представлены преимущественно группой альгинита, псевдовитринита, реже сорбомикстинита и в палеозойских отложениях — хитинита [Парпарова, 1967; Гинзбург, 1979; Парпарова и др., 1984]. По вещественно-петрографическому составу ОВ доманикоидов относится преимущественно к сапропелитам классов F_1 и F_2 [Парпарова и др., 1984].

ИК-спектры показали, что для нерастворимой части РОВ класса F_1 на низких градациях катагенеза (ПК—МК₁) характерно наличие высокого содержания групп C—H и C—H_2 (интенсивные полосы 2930, 2860, 1465 см^{-1}) при пониженной роли групп C—H_3 в боковых радикалах (полосы 2960 и 1378 см^{-1}).

Нерастворимая часть РОВ класса F_2 , судя по ИК-спектрам, на низких градациях катагенеза (ПК—МК₁) характеризуется меньшим, по сравнению с классом F_1 , содержанием связей C—H групп C—H , C—H_2 и C—H_3 насыщенных структур (ниже интенсивность полос 2960, 2930, 1465 и 1378 см^{-1}). Изучение ИК-спектров хлороформенных битумоидов РОВ класса F_2 из доманиковых отложений Русской платформы ($D_3 \text{ fr}$) четко показало наличие связей N—H и C—N амидных групп, что подтверждает обогащенность ОВ гумоидными компонентами.

В мелководных бассейнах с интенсивным привносом терригенного материала и континентальных водоемах петрографические типы ОВ чрезвычайно разнообразны. Наряду с классами сапропелитов, в них встречаются гумито-сапропелиты и сапропелито-гумиты.

Следует отметить, что поразительным кажется однообразие сапропелевого ОВ в разновозрастных доманикоидных отложениях, представленного, главным образом, коллоальгинитом с примесью хитиновых элементов в

нижне- и среднепалеозойских осадках. Причины такого однообразия сапропелевой основной массы, скорее всего, обусловлены особенностями исходного материала ОВ и спецификой его диагенетических преобразований.

Судя по определенным формам микрофитофоссилий, основным исходным материалом ОВ этих отложений на протяжении всей геологической истории служили простейшие планктонные синезеленые, зеленые водоросли и акритархи, химический состав оболочек которых был достаточно близким и имел сходство со спорополленином. Определенное разнообразие в палеозое вносят планктонные и донные зооорганизмы с элементами хитина: граптолиты, тентакулиты и трилобиты. Что касается общей эволюции планктона, выражавшейся в появлении в мезозое динофлагеллят, кокколитофорид, силикофлагеллят и других групп водорослей, то она весьма слабо отражается в составе исходной биоты разновозрастных доманикоидных отложений. Особого внимания в дальнейшем заслуживают палеоген-неогеновые породы, обогащенные диатомовыми водорослями, по которым у нас пока почти не было материала.

Направленность диагенетических преобразований сапропелевого ОВ в отложениях разного возраста также была достаточно однотипной. Она заключалась, прежде всего в аэробном разрушении углеводно-белковых компонентов и затем в анаэробном незначительном окислении липидов [Неручев и др., 1973].

Повышенное содержание водорода в ОВ доманикоидов, достигающее иногда 10%, возможно, не только зависит от исходного состава планктона и остаточного накопления в нем липидов при разрушении углеводно-белковых компонентов, но и является результатом их дополнительного синтеза в специфических стрессовых условиях, существовавших при образовании этих отложений. Поскольку это явление в ряде случаев сопровождается новообразованием каротиноидов, сравнительно легко превращающихся в углеводороды, то оно, безусловно, заслуживает дальнейшего изучения. С этой точки зрения не исключено, что столь высокий нефтематеринский потенциал ОВ доманика, представленного преимущественно гумоидными компонентами, продуктами преобразования хитина, связан не столько с его восстановительной битуминизацией в диагенезе [Гуляева, 1955], сколько с первичной обогащенностью зоопланктонных биопродуцентов липидами [Романкевич, 1977], содержание которых еще больше увеличивалось в экстремальных условиях. Таким образом, по исходному материалу, особенностям диагенетических преобразований и вещественно-петрографическому составу сапропелевого ОВ разновозрастных доманикоидов было достаточно близким. Поэтому можно предполагать, что близким был его и нефтегазоматеринский потенциал, а качество и количество продуктов генерации в основном зависели от интенсивности катагенетических преобразований и геологических условий миграции битуминозных компонентов. Некоторые особенности в состав продуктов генерации, главным образом газообразных, должна была вносить примесь в сапропелевом ОВ остатков донных водорослей, аллохтонного гумусового детрита и гумоидная составляющая за счет продуктов преобразования хитина, входящего в скелет зооорганизмов.

- Барашков Г.К. Химия водорослей. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 142 с.
- Ваулина Э.Н., Аникиева И.Д., Коган И.Г. Индуцированный мутагенез и селекция хлореллы. М.: Наука, 1978. 80 с.
- Гейльбрун Л. Динамика живой протоплазмы. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. 345 с.
- Гинзбург А.И. Петрография органического вещества горючих сланцев. — В кн.: Петрография и генезис угля: 8-й Междунар. конгр. по стратиграфии и геологии карбона. М.: Наука, 1979, т. 5, с. 103–109.
- Гуляева Л.А. Геохимические фации, окислительно-восстановительные обстановки и органическое вещество осадочных пород. — Сов. геология, 1955, сб. 47, с. 88–103.
- Ермаков Н.В. Жизнь соляных водоемов (Эльтон и Баскунчак). Саратов, 1928. 36 с.
- Ефремова Г.Д. К вопросу о систематическом положении некоторых микрофоссилий пермских отложений. — В кн.: Ископаемые водоросли СССР. М.: Наука, 1967, с. 108–110.
- Капченко Л.Н. Связь нефти рассолов и соли в земной коре. Л.: Недра, 1974. 182 с.
- Кейн Р.Ф. Происхождение и формирование горючих сланцев. — В кн.: Горючие сланцы. Л.: Недра, 1980, с. 34–65.
- Курс низших растений. М.: Высш. шк., 1981. 520 с.
- Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. Л.: Недра, 1982. 208 с.
- Неручев С.Г., Парпарова Г.М., Жукова А.В., Белыева Л.С., Файзуллина Е.М., Шуменкова Ю.М. Преобразование сапропелевого ОВ на стадии диагенеза осадков. — Докл. АН СССР, 1973, т. 212 № 4, с. 972–975.
- Парпарова Г.М. Характеристика расееянного органического вещества пород по данным углепетрографических исследований. — В кн.: Генезис нефти и газа: Тр. Совещ. по вопросам происхождения нефти. М.: Недра, 1967, с. 78–81.
- Парпарова Г.М., Неручев С.Г., Жукова А.В. О природе основных биопродуцентов и петрографических типов ОВ разновозрастных осадков, обогащенных сапропелевым материалом. — В кн.: Геология океанов и морей: Тез. докл. шестой Всесоюз. шк. мор. геологии. М., 1984, с. 142–144.
- Первольф Ю.В. Илы и условия их образования в соляных озерах Крыма. — Тр. Лаб. озероведения АН СССР, 1953, т. 11, с. 155–228.
- Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.
- Blind W. Die sistematische Stellung der Tentakuliten. — Palaeontographica A, 1969, Bd. 133, S. 101–145.
- Mädler K. Die figurierten organischen Bestandteile der Posidonienschiefer. Zur Kenntnis des Nordwestdeutschen Posidonienschilfers. Beih. Geol. Ib, 58, XII, Hannover, 1968, S. 287–406.
- Tappan H. Microplankton; Ecological Succession and Evolution. Reprinted from Proceedings of the North American Paleontological convention, September 1969. Part H, p. 1058–1103, Published February 24, 1971.
- Tappan H., Loeblich A. Geobiologic Implications of fossil Phytoplankton evolution and Time-space Distribution Geological Society of America. — Special Paper 127, 1970, p. 247–340.

И.Е. ЛЕЙФМАН

О ВЛИЯНИИ ЭВОЛЮЦИИ РАСТИТЕЛЬНОГО МИРА
НА ПРОЦЕССЫ ФОССИЛИЗАЦИИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

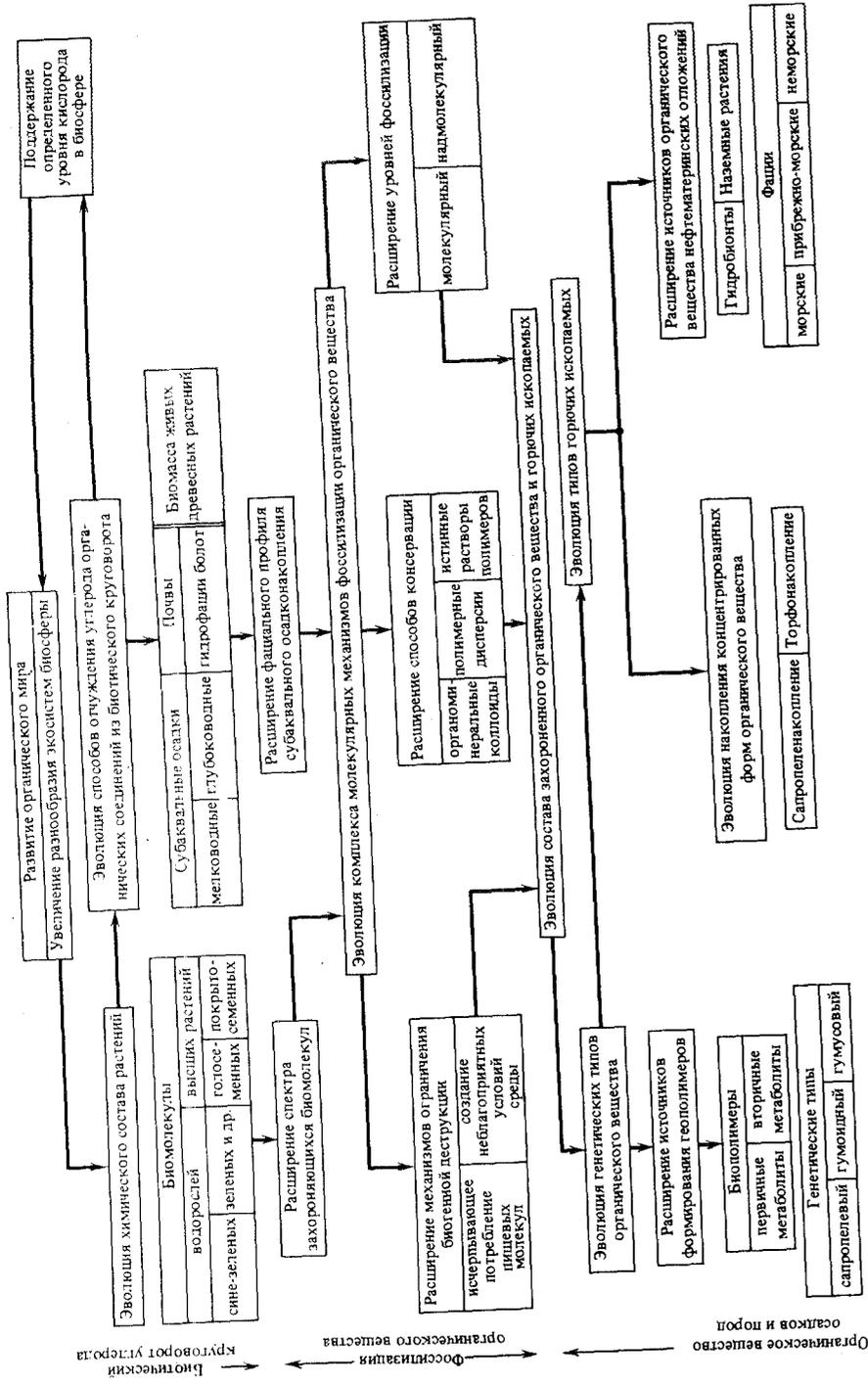
Общие закономерности эволюции накопления органического вещества (ОВ) в субаквальных осадках в ходе геологической истории Земли, вызванной эволюцией биосы, вскрыты Н.М. Страхов [1963]. Он показал, что происходит рост интенсивности и расширение фациального профиля накопления ОВ в осадках от древнейших форм — морских планктоногенных углистых (ныне графитистых) сланцев докембрия с невысокими концентрациями органического углерода и почти одновременно возникших планктоногенных горючих сланцев — до углей паралического типа, сформировавшихся в девонское время вскоре после выхода растений на сушу в приморских болотах и низинах, и внутриконтинентальных углей, возникших в позднем карбоне.

Дальнейшие исследования эволюции осадочного процесса на континентах и океанах подчеркнули влияние развития биосферы на изменение обстановок накопления и состав захороняющегося ОВ. Этим вопросам уделено внимание на XII Всесоюзном литологическом совещании [Эволюция ..., 1981]. Однако до последнего времени не затронуты вопросы изменения молекулярных механизмов фоссиллизации ОВ в геологической истории Земли.

Молекулярные механизмы фоссиллизации ОВ [Лейфман, 1982], благодаря которым происходит уход биомолекул из биотического круговорота экосистем и захоронение в осадках, характеризуют фоссиллизацию ОВ как биогеохимическое явление, тесно связанное с биосферными и геологическими (осадконакопление) процессами. В предыдущей работе [Гусева, Лейфман, 1985] основное внимание уделено молекулярным формам фоссиллизации ОВ, образующимся при переходе ОВ в ископаемое состояние путем смены форм существования биомолекул при фоссиллизации. В данной работе рассматриваются изменения молекулярных механизмов фоссиллизации ОВ, вызванные эволюцией органического мира.

Из анализа молекулярных механизмов фоссиллизации ОВ [Лейфман, 1982] следует, что это явление могло развиваться на очень древних этапах субаквального осадконакопления в условиях проявления анаэробнобиоза, необходимого для ограничения исчерпывающей биогенной деградации биомолекул. Дальнейшая эволюция процессов фоссиллизации тесно связана с развитием биосферы — с эволюцией биосы и вызванным им изменением состава фоссиллизирующейся биомассы и условий фоссиллизации вследствие эволюции осадконакопления (таблица).

Увеличение разнообразия экосистем биосферы и фоссиллизация ОВ. В ходе эволюции биосферы по мере освоения растениями водной среды, выхода их на сушу и развития геохимических ландшафтов суши увеличилось разнообразие экосистем, в которых возможна субаквальная фоссиллизация ОВ. Если вначале фоссиллизация ОВ была возможна в прибрежных участках акваторий и на мелководье, то с появлением анаэробной зоны в осадках центральных областей платформенных и континентальных морей



фоссилизация ОВ происходит и в этих зонах, а с возникновением гидрофаций наземных экосистем развивается торфонакопление как основной путь фоссилизации ОВ в экосистемах суши.

Развитие растительного мира сопровождалось эволюцией химического состава растений – как гидробионтов (синезеленые, затем зеленые и другие эукариотные водоросли), так и высших растений (в ряду споровые, голосеменные, покрытосеменные), что относится к биополимерам и к низкомолекулярным биосоединениям [Лейфман, Гусева, 1978]. В соответствии с основными этапами изменения химического состава растительного мира менялись состав фоссилизирующихся биомолекул и формы их фоссилизации, т.е. способы передачи углеродных скелетов органических соединений из биосферы в осадочные образования стратисферы.

Древнейшим способом фоссилизации ОВ, характерным для этапа существования одних гидробионтов (до выхода растений на сушу), мог быть способ формирования геополимеров из продуктов деструкции биополимеров – первичных метаболитов гидробионтов. Возникает ОВ сапропелевого типа на основе взаимодействия наиболее стойких продуктов распада биополимеров – жирных кислот жиров (и в его рамках ОВ гумоидного типа за счет взаимодействия продуктов распада углеводов и белков). Слабо развитые вторичные метаболиты гидробионтов (н- и изоалканы, стероиды, терпеноиды и др.) могли подвергаться фоссилизации посредством сорбции и окклюзии коллоидными образованиями геополимерной, минеральной и органико-минеральной природы.

Коренная эволюция растительного мира, происшедшая с выходом растений на сушу и развитием у высших растений вторичных метаболитов – биополимеров, выполняющих опорные (лигнино-целлюлозные компоненты), покровные и защитные (кутины, суберины, спорополленины) функции, и исключительно разнообразных низкомолекулярных вторичных метаболитов, привела к широкому распространению фоссилизации в гидрофациях болот с возникновением ОВ нового – гумусового типа. Его основой становятся геополимеры, образующиеся при взаимодействии продуктов распада количественно преобладающих биополимеров лигнино-углеводного комплекса растений – гуминовые кислоты торфов, которые преобразуются в дальнейшем в макромолекулы угольных микрокомпонентов группы витринита.

Фоссилизация низкомолекулярных вторичных веществ высших растений, выполнявших защитные (компоненты защитных восков) и регуляторные (терпеноиды, стероиды, каротиноиды) функции, в случае высоких концентраций этих веществ происходит посредством их унаследования (это характерно и для биополимеров – вторичных метаболитов – кутинов, суберинов, спорополленинов) и последующего преобразования в соответствующие микрокомпоненты группы лейптинита.

Таким образом, накопление огромной биомассы наземными растениями вызвало расширение спектра захороняющихся биомолекул путем вовлечения в процесс фоссилизации биополимеров высших растений и формирования геополимеров нового типа. Подобную эволюцию способов отчуждения углерода органических соединений из биотического круговорота следует рассматривать с позиций биогеохимической значимости явления фоссилизации ОВ. Как отмечал В.И. Вернадский [1934], в "организованности"

биосферы субаквальная фоссилизация ОВ представляет один из механизмов саморегулирования, определяющий уровень содержания кислорода в атмосфере Земли. Фоссилизация ОВ в мелководных, а затем в глубоководных субаквальных осадках, а после выхода растений на сушу в гидрофациях болот и накопление биомассы живыми древесными растениями обеспечили поддержание определенного уровня кислорода в биосфере, что способствовало эволюции органического мира Земли.

Эволюция комплекса молекулярных механизмов фоссилизации ОВ. С расширением фашиального профиля субаквального осадконакопления и спектра захороняющихся биомолекул связана эволюция механизмов ограничения биогенной деструкции, способов консервации и уровней фоссилизации, определяющих захоронение ОВ в осадках. Так, исчерпывающее потребление пищевых молекул (легкогидролизуемых белково-углеводных компонентов гидробионтов), характерное для сапропелеобразования, сменяется в условиях болот созданием неблагоприятной для жизнедеятельности деструкторов среды (вследствие роста кислотности и токсичности среды из-за присутствия фенолов и других продуктов распада лигнина). Это исключает исчерпывающее потребление пищевых молекул и обеспечивает в условиях болот захоронение всего спектра биомолекул – от биополимеров опорных и покровных тканей до биохимически неустойчивых биомолекул, переходящих в первичные продукты захоронения без изменений.

Этому способствует расширение способов консервации – от органоминеральных коллоидов (в будущих горючих сланцах) и полимерных дисперсий геополлимеров в сапропелях (будущих богхедах) до истинных растворов гео- и биополимеров, различных коллоидных образований и консервации захороненными восками высших растений, что типично для торфообразования. Если при формировании сапропелевого и гумоидного типов ОВ обязателен распад надмолекулярных форм биополимеров до структурных единиц и переход в первичные продукты захоронения на молекулярном уровне с формированием геополлимеров и затем надмолекулярных образований уже в составе осадка, то в условиях болот стала возможной фоссилизация на надмолекулярном уровне путем захоронения неразрушенных остатков высших растений.

Влияние эволюции молекулярных механизмов фоссилизации ОВ на состав захороненного ОВ и горючих ископаемых. Расширение состава захороненного ОВ как следствие эволюции химического состава растений и способов фоссилизации ОВ ведет к эволюции генетических типов ОВ (гумусовый тип ОВ дополнил более древние сапропелевый и гумоидный типы) за счет расширения источников формирования геополлимеров (биополимеры – вторичные метаболиты высших растений). К тому же с фоссилизацией высших растений связано появление первичных концентрированных форм захороненного ОВ, отличающихся максимальными коэффициентами фоссилизации (до 20%). Поэтому с фоссилизацией наземных растений в условиях болот связана эволюция накопления концентрированных форм ОВ, поскольку торфонакопление дополнило сапропеленакопление, известное с докембрия.

Вместе с тем включение в состав рассеянных разностей фоссилизированного ОВ молекулярных остатков наземных растений означало расширение

источников ОВ нефтематеринских отложений, поскольку наиболее интересная в нефтегенерационном отношении липидно-липоидная фракция высших растений отличается от аналогичной фракции гидробионтов по составу углеводородов (например, n- и изоалканов) и предуглеводородов (жирных кислот жиров и особенно наличием восков). Эти отличия, как показали экспериментально А.И. Богомолов, Ал.А. Петров и другие исследователи, определяют возможность появления высших n-алканов и объясняют высокую парафинистость и алифатичность нефтей, приуроченных к прибрежно-морским и неморским отложениям, что отметил Х. Хедберг [Hedberg, 1968] и др. Следовательно, различия нефтей, связанных с нефтематеринскими свитами разной фашиальной принадлежности, могут быть следствием определенного вклада высших растений в исходное для нефтеобразования вещество.

Можно отметить, что в ходе эволюции растительного мира изменения в его химическом составе и в условиях существования вели к существенным изменениям захороненного ОВ. Способы фоссилизации ОВ приспособлялись к расширению набора биомолекул растений, что особенно характерно для высших растений, и к необходимости фоссилизации любых биосинтезированных соединений, что стало возможным при фоссилизации ОВ в экосистемах суши – в гидрофациях болот. С расширением спектра захороняющихся биомолекул и фашиального профиля субаквального осадконакопления претерпел эволюцию весь комплекс молекулярных механизмов фоссилизации ОВ, включая расширение механизмов ограничения биогенной деструкции, способов консервации и уровней фоссилизации ОВ. Это обеспечило, наряду с уходом углерода в карбонаты, отчуждение углерода из биотического круговорота в виде углеродных скелетов органических соединений в количествах, необходимых для функционирования биосферы на каждом этапе ее эволюции, "так как только этим путем создается возможность для существования в биосфере соответствующих масс свободного кислорода" [Вернадский, 1934, с. 207]. Следствием явилась эволюция состава захороненного ОВ, типов накопления концентрированных форм ОВ и расширение источников ОВ нефтематеринских отложений.

Л и т е р а т у р а

Вернадский В.И. Очерки геохимии. М. и др.: Горгеоиздат, 1934. 380 с.

Гусева А.Н., Лейфман И.Е. О молекулярных формах фоссилизации органического вещества. – В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1985, с. 12–20.

Лейфман И.Е. О молекулярных механизмах фоссилизации органического вещества. – В кн.: Сидикахиты на разных этапах литогенеза. М.: Наука, 1982, с. 72–78.

Лейфман И.Е., Гусева А.Н. Об изменении состава органического вещества, исходного для образования горючих

ископаемых, в ходе эволюции растительного мира. – В кн.: Накопление и преобразование органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1978, с. 9–17.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.

Эволюция осадочного процесса на континентах и океанах: Тез. докл. XII Всесоюз. литол. совещ. Новосибирск, 1981. 284 с.

Hedberg H.D. Significance of high-wax oils in the genesis of petroleum. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1968, vol. 52, N 5, p. 736–750.

Т.К. БАЖЕНОВА

**БИОЦЕНОТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ НЕФТЕОБРАЗОВАНИЯ
В ОТЛОЖЕНИЯХ ПАЛЕОЗОЯ И ВЕРХНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ
(НА ПРИМЕРЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)**

В проблеме "биоценозы и нефтеобразование" можно выделить три главных аспекта и рассматривать ее последовательно на трех уровнях: 1) биоценозы и валовое накопление органического вещества (ОВ) в осадках; 2) биоценозы и степень липидности исходного вещества, ибо именно содержание липидов и родственных им соединений определяет изначальный нефтематеринский потенциал (P_{HM}) ОВ; 3) биоценозы и углеводородный состав ОВ, обуславливающий характер рождающейся микронефти и предопределяющий тип макронефти.

В данном случае проблема рассматривается на примере ОВ верхнепротерозойских (рифейских и вендских) и нижне-среднепалеозойских отложений Сибирской платформы. От раннего рифея до раннего карбона органический мир Земли претерпел сложную полифилетическую эволюцию от простейших прокариотов — цианей и бактерий — до наиболее примитивных классов позвоночных и наземных макрофитов. По мере эволюции органического мира происходило неуклонное обогащение биоценозов, увеличение разнообразия организмов, их составляющих. Если рифей — почти безраздельное господство альгофлоры, то в венде появляются примитивные Metazoa, в раннем палеозое — представители почти всех типов беспозвоночных, в девоне — первые позвоночные и наземные макрофиты.

Накопление ОВ в осадках с биоценологических позиций определяется продуктивностью отдельных компонентов биоценоза и длиной трофической цепи: при прочих равных условиях накопление ОВ тем интенсивнее, чем выше биопродуктивность и чем короче трофическая цепь. В основании пищевой пирамиды любого биоценоза располагаются автотрофы, в морских условиях — фитопланктон; его биопродуктивность прежде всего и обуславливает накопление ОВ в морских осадках "с поправкой" на длину трофической цепи.

Накопление ОВ в морских отложениях рифея—палеозоя Сибирской платформы подчинялось правилу периодичности и направленности: эпохи максимального накопления ОВ — так называемые органические максимумы — соответствуют трансгрессивным (прединундационным) и регрессивным (постинундационным) стадиям циклов разных порядков, а вещественное выражение соответствующих стадий — трансгрессивные и регрессивные формации представляют собой нефтегазоматеринские горизонты (свиты). Направленность развития фиксируется по возрастанию степени выраженности в разрезе со временем циклов все более мелких порядков, что влечет за собой увеличение числа "органических максимумов" в молодых однопорядковых циклах по сравнению с древними. В то же время масштабы накопления ОВ в эпохи "органических максимумов" проявляют тенденцию сначала к возрастанию — от рифея к раннему—среднему кембрию, а затем к снижению — от кембрия к раннему карбону, к концу морской седиментации на большей части Сибирской платформы.

В развитии биоценозов за этот отрезок геологического времени (1300 млн. лет) наряду с направленностью, обусловленной эволюцией органического мира, проступает явная тенденция периодичности, которая выражается в том, что в эпохи накопления ОВ происходит заметное их обеднение, явное сокращение числа различных биологических таксонов — типов, классов, семейств, родов и видов, а также замена одних родов и видов другими, более приспособленными к специфическим геологическим условиям. Такое периодическое создание бедных специфических биоценозов в эпохи "органических максимумов" особенно заметно в палеозое, органический мир которого в целом был богат и разнообразен. Однако эта тенденция отмечается и для рифея, биоценозы которого практически нацело представлены лишь альгофлорой и бактериями. Фитопланктон рифея — прокариоты и простейшие эукариоты — синезеленые водоросли и акритархи, фитобентоз — *Metaphita*, близкие к бурым водорослям, остатки которых, по данным Г.М. Парпаровой и В.А. Рудавской [Органическая..., 1981], нередко встречаются в концентратах ОВ, а также синезеленые рифостроящие водоросли, создающие строматолитовые и онколитовые постройки. В горизонтах рифея, обогащенных ОВ, при прочих равных условиях родовой и видовой состав микрофитопланктона всегда беднее, на этих же уровнях, как правило, исчезают строматолиты и онколиты или снижается их разнообразие.

Для нижнего—среднего кембрия Сибирской платформы В.Е. Савицким [Кембрий..., 1972] была уточнена связь фауны трилобитов с фациями, специфичность фауны куонамского горизонта, обогащенного ОВ. В куонамском биоценозе доминантой макрофауны являются трилобиты, тогда как в биоценозах, характеризующих подстилающие, перекрывающие, а также фациально замещающие куонамский горизонт отложения, нередки и другие классы беспозвоночных. Количество семейств, родов и видов трилобитов в куонамском горизонте несколько меньше и они специфичны, к тому же в отличие от других фаций и уровней нижнего—среднего кембрия преобладают трилобиты с органостенным скелетом. То же отмечается и для обогащенного ОВ чопкотинского горизонта верхнего кембрия, где преобладают трилобиты с органостенным скелетом семейства *Glypthagnostidae* — наследники семейства *Agnosthidae*, доминирующего в среднекембрийской части куонамского горизонта, особенно вид *Glypthagnostus reticulatus*. Фитопланктонная составляющая обогащенных ОВ горизонтов кембрия представлена акритархами, синезелеными водорослями малого числа родов.

На рис. 1 показана связь характера биоценозов с накоплением ОВ в силуре Сибирской платформы¹. В основании силура, где остатки фауны почти нацело представлены граптолитами, составляющими массу накопленного ОВ, концентрация последнего достигает 10% и более. Вверх по разрезу по мере возрастания числа ископаемых групп фауны на уровне классов концентрация ОВ в осадках падает до минимальных значений ($n \cdot 0,01\%$), граптолитовая составляющая фауны при этом нацело исчезает. В верхнем силуре разнообразие фаунистических групп вновь снижается,

¹ Данные о составе силурийских биоценозов взяты из работы "Силур Сибирской платформы..." [1980].

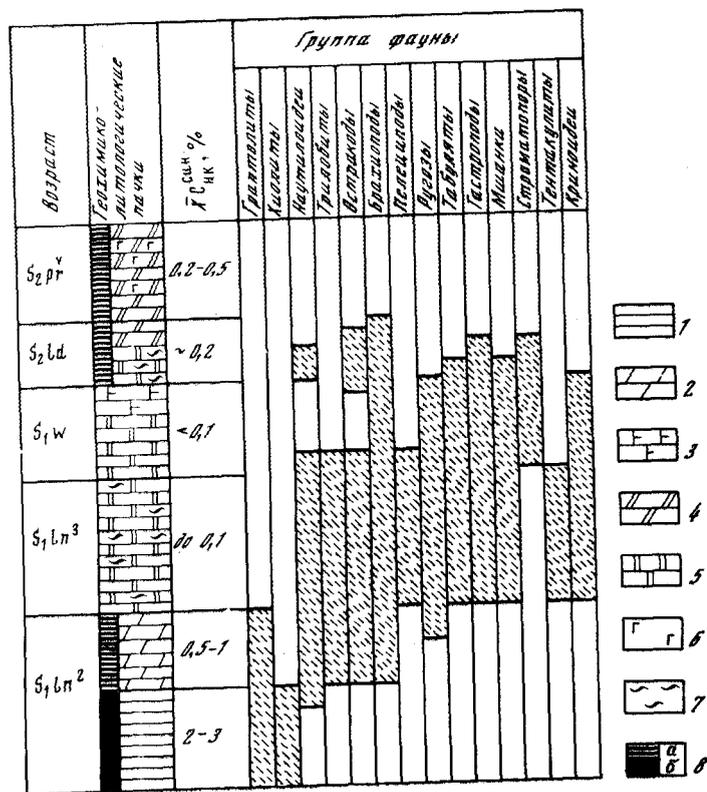


Рис. 1. Связь состава биоценозов силура Сибирской платформы с содержанием ОВ в осадках

1 — аргиллиты; 2 — мергели; 3 — известняки и доломитистые известняки; 4 — доломитовые мергели; 5 — доломиты; 6 — гипсы и ангидриты; 7 — глинистость; 8 — обогащение ОВ: а — $C_{орг}$ 0,1–1%, б — $C_{орг} > 1\%$, в — $C_{орг} \%$ — средневзвешенные значения сингенетического органического (некарбонатного) углерода

а содержание ОВ возрастает; в отложениях пржидольского яруса (S_2pr) органические остатки представлены лишь фитопланктоном, тогда как концентрация ОВ в породах достаточно высока (около 0,5%).

Для морского палеозоя в целом выводится правило: чем выше концентрация ОВ в осадках, тем беднее был биоценоз во время их формирования. Однако в "обратном направлении" это правило работает не всегда, т. е. при бедных биоценозах далеко не в каждом случае концентрация ОВ в осадках высокая, например в песчаных, эвапоритовых, красноцветных глинистых осадках.

В палеозое эпохи накопления ОВ либо предшествуют эпохам активного морфогенеза, когда создаются богатые биоценозы, либо наследует их. На рассматриваемом отрезке геологического времени — от раннего рифея до раннего карбона — главнейшим рубежом эволюции является граница кембрия и докембрия — граница массового появления скелетных беспозвоночных, и именно этот рубеж — первая половина раннего кембрия, эпоха

активного морфогенеза "обрамлен" с двух сторон эпохами максимального накопления ОВ — мотской (V_2E_1) и куонамской (E_{1-2}), в течение которых накопилось около половины массы ОВ, заключенной в обогащенных горизонтах Сибирской платформы от нижнего рифея до нижнего карбона. Эпохи накопления ОВ в таком случае можно представить как эпохи "отдыха эволюции перед боем и после боя". С.Г. Неручев неоднократно отмечал [1976, 1982], что эпохи накопления ОВ — это времена "цветения" фитопланктона (для палеозоя и допалеозоя прежде всего синезеленых водорослей и акритарх). Являясь резистентными к изменившимся геоботаническим условиям (радиации, концентрации радиоактивных элементов и т. д.), которых большинство организмов не выдерживает, некоторые представители цианей и акритарх получают возможность полного господства. Вместе с тем возможно, что "цветение" фитопланктона само в свою очередь подавляло развитие прочих организмов вследствие токсичности их выделений, как это происходит нередко в современных водоемах. Бедность биоценозов обуславливала сокращение трофических цепей, что способствовало лучшей fossilization ОВ. В эпохи прекращения "цветения", соответствующие активному морфогенезу, фитопланктон, как основа трофической пирамиды, лишь обеспечивал жизнь зооорганизмам, в основном утилизируясь в трофической цепи, и fossilization его почти не происходило. Биопродуктивность же скелетной макрофауны очень мала, очень мал и коэффициент fossilization ее биомассы в силу большого размера раковин, что и обуславливает низкие концентрации ОВ в осадках соответствующих эпох.

Второй аспект проблемы — биоценозы и степень липидности ОВ. Подавляющую массу исходного материала во всех обогащенных ОВ горизонтах палеозоя и допалеозоя Сибирской платформы (за исключением граптолитового горизонта силура) составлял фитопланктон — синезеленые водоросли и акритархи, начиная с кембрия с примесью зеленых водорослей. Определенную роль в исходном материале играли и бактерии. Но для трансгрессивных обогащенных горизонтов характерна примесь фитобентоса, представленного в основном бурными водорослями [Органическая..., 1981]. Исходя из данных о содержании липидов в современных представителях соответствующих групп альгофлоры [Барашков, 1972], можно сделать заключение, что степень липидности фитопланктона заведомо выше степени липидности фитобентоса; синезеленые и зеленые водоросли содержат до 10% липидов, а в бурях — концентрация липидов редко достигает 3%, т. е. изначальный P_{NM} ОВ тем выше, чем больше в нем доля фитопланктона. Это подтверждается нашими геохимическими исследованиями: снижение доли фитопланктона и возрастание доли фитобентоса ведет обычно к уменьшению содержания водорода в нерастворимом ОВ (НОВ) и снижению степени битуминизации ОВ — β (рис. 2).

Интересна в отношении нефтеобразования роль зоопланктонной граптолитовой составляющей ОВ: содержание водорода в НОВ и β возрастают по мере того, как она уступает свои позиции фитопланктону (см. рис. 2). В то же время при доминировании граптолитовой составляющей степень битуминизации ОВ при прочих равных условиях сопоставима с таковой у фитопланктонного ОВ, тогда как содержание водорода в НОВ заведомо ниже, т. е. суммарный P_{NM} граптолитового ОВ ниже такового фитоплан-

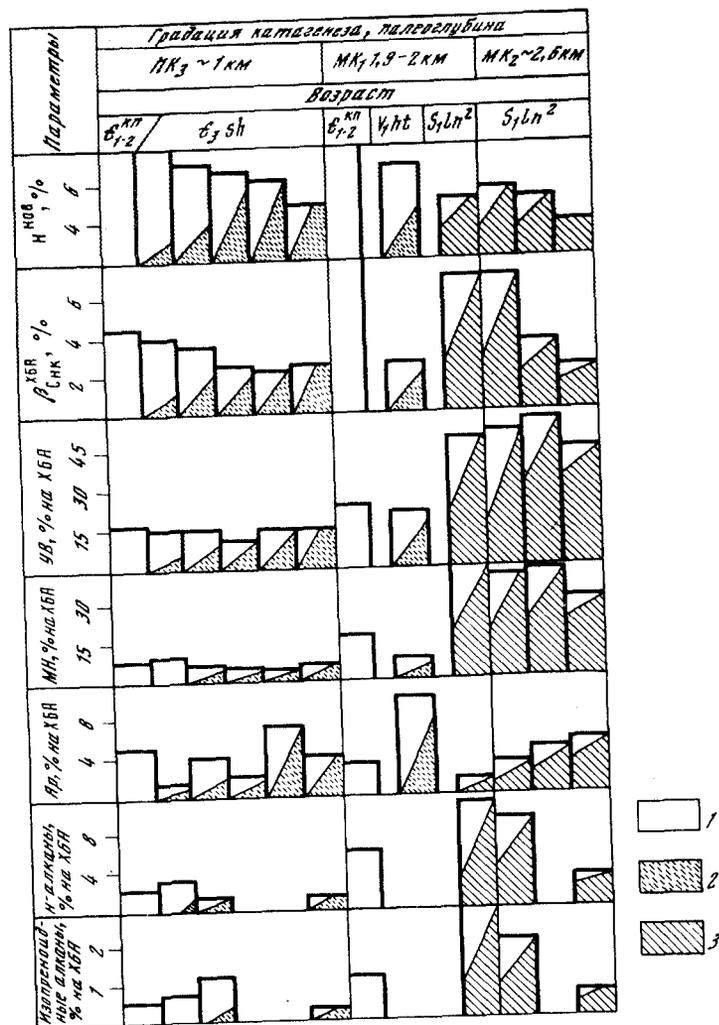


Рис. 2. Изменение некоторых геохимических параметров ОВ в зависимости от состава биогенезов его исходного материала

Составляющие исходного ОВ: 1 – фитопланктонная, 2 – фитобентосная, 3 – зоопланктонная (граптолитовая). ПК – протокатагенез; МК – мезокатагенез; H_{NOV} , % – содержание водорода в нерастворимом ОВ; МН – метаново-нафтеновые УВ; Ар – полиароматические УВ

ктонного ОВ. Хотя палеозойско-допалеозойский фитопланктон, представленный цианеями и акритархами, является наиболее липидным по сравнению с нефитопланктонными составляющими захороненного ОВ, в то же время он уступает некоторым другим фитопланктонным группам, появившимся и расцветшим в мезозое и кайнозое – золотистым, диатомовым и др., в которых содержание липидов достигает 20% и более. Именно поэтому даже в наиболее обогащенных липидной фракцией горизонтах степень битуминизации ОВ никогда не достигает столь высоких значений, каковы

характерны, например, для баженовской свиты верхней юры Западной Сибири и некоторых обогащенных горизонтов кайнозоя, т. е. изначальный P_{HM} ОВ палеозоя и допалеозоя хотя и достаточно высок, но в целом ниже P_{HM} ОВ морских отложений мезозоя–кайнозоя.

Третий аспект проблемы – биоценозы и углеводородный состав ОВ – исследован на нашем материале пока недостаточно. Однако уже сегодня можно констатировать, что сравнительное однообразие биоценозов и эпохи накопления ОВ обусловило и однообразный состав продуктов его преобразования: от раннего рифея до позднего кембрия по крайней мере существенных изменений в составе углеводородной фракции ОВ подметить не удастся. В то же время некоторые различия в составе УВ отмечаются при вариациях биоценотического состава ОВ, в том числе и на одном и том же возрастном уровне: так, увеличение доли фитопланктона вызывает тенденцию возрастания метаново-нафтеновых УВ в битумоиде, в том числе и n-алканов (см. рис. 2), в том же направлении снижается доля аренов, особенно полициклических, и степени их конденсированности. Содержание изопреноидных алканов и в фитопланктонном и в фитобентосном ОВ низкое, редко выше первых процентов на битумоид. По данным Калвина [Calvin, 1965], в составе липидов современных синезеленых водорослей изопреноидные алканы отсутствуют, но они имеются в липидах бактерий. Вероятно, изопреноидные алканы ОВ отложений палеозоя и допалеозоя также связаны с бактериальной составляющей ОВ. В битумоидах существенно граптолитового ОВ содержание нормальных и изопреноидных алканов намного выше (см. рис. 2).

Поскольку процессы нефтеобразования изначально обусловлены фоссилизацией альгофлоры, заметные различия в составе генерирующихся углеводородов должны в свою очередь вызываться существенной сменой альгобиоценозов в истории Земли в эпохи максимального накопления ОВ.

Литература

Барашков Г.К. Сравнительная биохимия водорослей. М.: Пищ. пром-сть, 1972. 355 с.

Кембрий Сибирской платформы: (Юдомо-Оленекский тип разреза. Куонамский комплекс отложений)/В.Е. Савицкий, В.М. Евтушенко, Л.И. Егорова и др. М.: Недра, 1972. 199 с.

Неручев С.Г. Эпохи радиоактивности в истории Земли и развитие биосферы. – Геология и геофизика, 1976. № 2, с. 3–14.

Неручев С.Г. Уран и жизнь в истории Земли. Л.: Недра, 1982. 208 с.

Органическая геохимия палеозоя и допалеозоя Сибирской платформы и прогноз нефтегазоносности / Под ред. К.К. Макарова, Т.К. Баженовой. Л.: Недра, 1981. 209 с.

Силур Сибирской платформы: (Опорные разрезы северо-запада Сибирской платформы)/Ю.И. Тесаков, Н.Н. Предтеченский, Л.С. Базарова и др. Новосибирск: Наука, 1980. 184 с.

Calvin M. Chemical evolution. – Proc. Roy. Soc. (London), Ser. A, 1965, vol. 288, N 1415, p. 441–466.

Ю.И. КОРЧАГИНА, О.А. НАЙДЕНОВА, Н.П. ФАДЕЕВА

**РОЛЬ БИОЦЕНОЗОВ В ФОРМИРОВАНИИ
НЕФТЕМАТЕРИНСКОГО ВЕЩЕСТВА ДРЕВНИХ ТОЛЩ**

Исследования последних десятилетий, проведенные как в нашей стране, так и за рубежом, убедительно доказали, что в древнейших осадочных образованиях существовали условия для генерации и аккумуляции нефтяных и газовых углеводородов (УВ). Это подтверждается нафтидопроявлениями различной интенсивности и открытием залежей нефти в разных районах земного шара. Однако масштабы нефтеобразования были крайне дифференцированы, что зависело от многих причин, в первую очередь от геохимических условий накопления органического вещества (ОВ), от особенностей исходных биоценозов, предопределивших нефтематеринский потенциал ОВ и пород в целом. Первичная жизнь на Земле, формировавшаяся 3,5–3 млрд. лет назад, не отличалась разнообразием форм (преимущественно водоросли и бактерии) и структуры. С эволюционным развитием биоценозов пополняется вклад различных структур в биомассу осадков. Поэтому химический, морфологический состав ОВ ископаемых осадков определяется физико-химическими условиями среды обитания биоценозов и уровнем их развития. Так, ОВ отложений докембрия и раннего палеозоя образовалось исключительно за счет морских организмов, что наложило определенные черты на их исходный состав (отсутствие конденсированных ароматических структур, присущих дериватам высшей растительности).

Среди древнейших осадочных образований, в которых детально изучено рассеянное органическое вещество (РОВ) химическими, углепетрографическими, инструментальными (электронно-парамагнитный резонанс рентгеноструктурный анализ, электронная микроскопия, масс-спектрокопия) методами, рассматриваются рифейские, вендские и нижнекембрийские отложения Тунгусского бассейна. Эти исследования позволили дифференцировать потенциальные возможности исходного ОВ, связанные с определенными биоценозами.

В Тунгусском нефтегазоносном бассейне (НГБ) основной объем осадочного чехла составляют рифейско-нижнекембрийские отложения. Диапазон концентраций РОВ в этих породах очень велик — от сланцевых до сверхрассеянных форм. Такой размах содержаний ОВ, несомненно, отражает разнообразие литофациальных условий накопления и преобразования РОВ, различную биопродуктивность бассейнов осадконакопления.

На всей площади распространения рифейских отложений накопление осадков и ОВ протекало в мелководно-морских обстановках, однако масштабы fossilization РОВ были неодинаковы. Наиболее интенсивное накопление ОВ осуществлялось в активных структурах типа авлакогенов и грабенов, где в породах отмечаются повышенные концентрации РОВ ($C_{орг}$) и более высокая доля таких пород в разрезе (15–25%), однако для основной массы пород рифея характерны сверхрассеянные содержания ($C_{орг} < 0,2\%$).

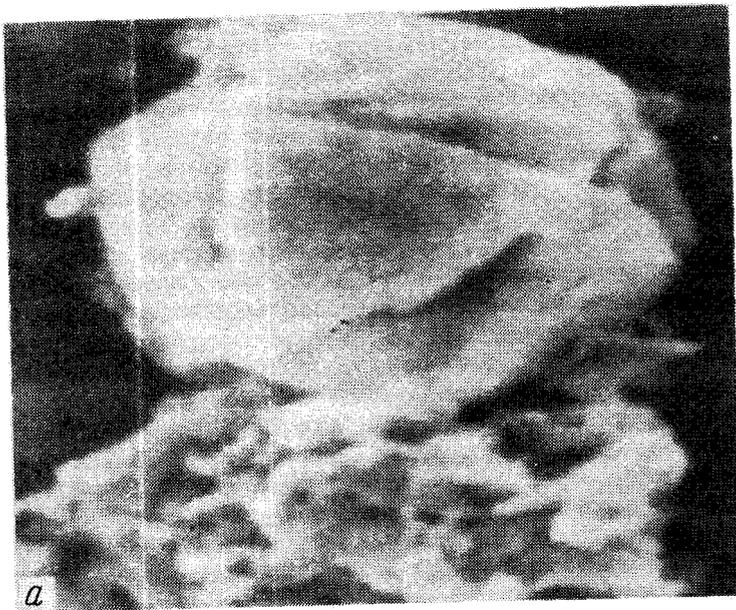
Условия накопления венд-нижнекембрийских отложений были резко дифференцированы по площади и во времени. В венде осадконакопление

протекало в обстановках прибрежной равнины, мелководно-морского бассейна и его заливов с подвижной гидродинамической средой и повышенной соленостью вод. По мере развития трансгрессии происходило разделение лагунной (центр и юг бассейна) и нормально-морской (северо-запад) областей, отделенных зоной рифтовых барьеров и отмелей. Условия осадконакопления в этих областях усилили дифференциацию в масштабах седиментации ОВ: доля пород, относительно обогащенных ОВ, минимальна в барьерной зоне (Западное Прианабарье, суммарно не более 10% по всему комплексу), увеличивается при переходе от солеродной и бессолевой лагунной зоны (суммарно не более 30%) и максимально (до 80%) в отдельных свитах северо-западной нормально-морской области (Игаро-Норильский район). Для остальной части пород характерны сверхрассеянные концентрации ОВ.

Расчет корреляционных зависимостей, проведенный для большинства свит рифея—нижнего кембрия, показал, что содержание сингенетичного ОВ в общем случае контролируется количеством и составом терригенной составляющей в породах. В нормально-морской фациальной области, где развиты карбонатно-терригенные отложения, максимальные концентрации РОВ характерны для высокоглинистых пород, а в области распространения лагунных, преимущественно карбонатных и сульфатно-карбонатных пород — для карбонатов и глинистых карбонатов. Реконструкция состава глинистых минералов показала, что в целом при общем однообразии (хлорит, гидрослюда) в отдельных фациальных областях вырисовывается специфический набор глинистых минералов. Так, в лагунных осадках, с низким содержанием ОВ, определен коренсит — минерал хлорит-монтмориллонитового состава, трансформировавшегося из палыгорскита. С отложениями морских фаций, как это видно на примере обогащенной ОВ горючсланцевой куонамской свиты, сопряжено распространение гидрослюдисто-монтмориллонитовых минералов [Акулышина и др., 1970].

Масштабы накопления ОВ в рифейско-нижнекембрийских породах Тунгусского НГБ, в целом контролируемые тектоническими и литофациальными условиями, определяются также составом и структурой ОВ. Достижения современных методов палеонтологии, биохимии и геохимии позволяют дифференцированно подойти к оценке качественного состава исходного органического материала фитогенного происхождения.

Углепетрографические исследования (проведенные совместно с Г.М. Парпаровой) основной нерастворимой в органических растворителях части ОВ (НОВ), несущей главную генетическую информацию, позволяют выделить в рифейско-нижнекембрийских породах Тунгусского НГБ два типа керогена. К первому относится ОВ, на 97–100% сложенное коллоальгинитом, являющимся продуктом fossilization планктонных водорослей [Неручев и др., 1974]. Он достоверно определен в образцах пород с содержанием $C_{орг}$ 0,3–1,1%. Такой тип ОВ распространен в карбонатных, терригенных и терригенно-карбонатных породах рифея, венда—нижнего кембрия, формировавшихся в нормально-морских фациях. В незначительных количествах (от < 1 до 3%) в этом типе керогена встречаются включения талломоальгинита и псевдовитринита. Таким образом, преобладающая масса РОВ в данных толщах представлена сапропелитами, исходным материалом для которых послужили неминерализующиеся водоросли и микрофито-



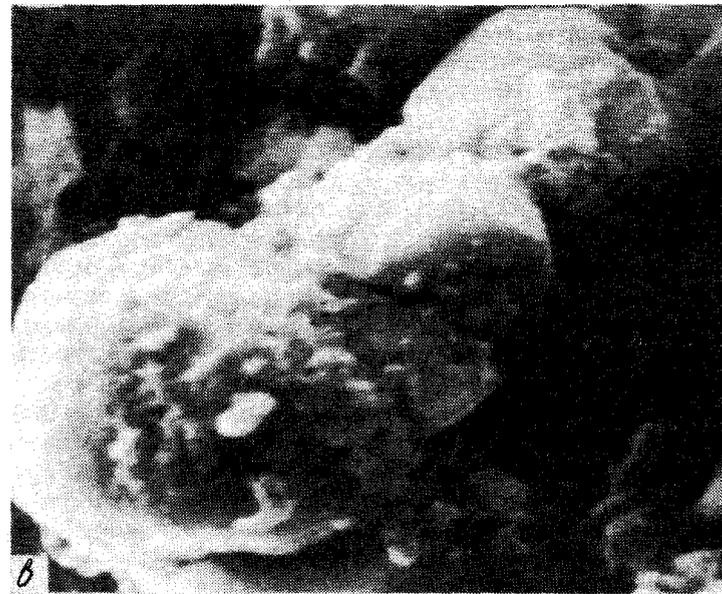
а



б

Морфологически выраженные элементы в керогене древних толщ Тунгусского нефтегазоносного бассейна

а, б – увел. 2500; в – увел. 7500



в

фоссилии. Незначительное содержание или отсутствие форменных элементов, вероятно, можно объяснить тем, что в изученных породах преобладают глинистые минералы с повышенной сорбционной активностью. Ко второму типу керогена – оксисорбосапропелитам – относится ОВ, на 90–99% сложенное оксисорбоколлоальгинитом, т. е. окислившимся в диагенезе коллоальгинитом. До 10% в нем составляет псевдовитринит, генетически связанный с донными водорослями, и менее 1% – таллоальгинит. Такой тип керогена характерен для карбонатных, терригенно-карбонатных и сульфатно-карбонатных пород венда–нижнего кембрия с низкими концентрациями ОВ. Формирование этих осадков происходило на большей части региона в условиях повышенной и нормальной солености вод, отмелей, рифовых фаций, малоблагоприятных для накопления и фоссилизации больших количеств ОВ. Помимо интенсивного минерального и бактериального окисления, органический материал в осадках этих фаций подвергся диспергированию, перераспределению и переработке, нарушающим первичные структуры, свойства и связи с минеральной частью благодаря широкому развитию минерализующихся форм водорослей. Среди них наиболее известны и широко распространены такие известковидные формы планктонных и донных водорослей, как синезеленые *Renalsis*, *Chabakovia*, *Obruchevella*, *Girvanella*, красные *Eriphyton* и др. [Неручев и др., 1974; Титоренко, Дробкова, 1974]. Породы, содержащие подобные известковые водоросли, подвержены интенсивным эпигенетичным преобразованиям минеральной части и РОВ [Арсеньева и др., 1974]. С помощью растровой электронной микроскопии (увеличение от 1500 до 15 000 раз) в оксисорбосапропелитах древних отложений впервые установлены форменные элементы, которые можно, по-видимому, отождествлять с остатками водо-

рослей, акритарх, зоопланктона (рисунок). Наименьшей окисленностью среди оксисорбосапропелитов обладают ОВ платоновской (V-Є₁, Туруханский район) и усольской (Є₁, Байкитский район) свит. В ОВ булайской (Є₁) и мотской (V-Є₁) свит Байкитского района, а также в платоновской свите повышена роль остатков донных водорослей, отличающихся самым низким (1–3%) среди других классов содержанием липидной фракции [Барашков, 1972].

Таким образом, проведенные исследования ОВ древних отложений Тунгусского НГБ показали, что оно имеет несомненно водорослевую природу. Структурные особенности исходного материала отражаются в распределении некоторых биохемофоссилий в битумоидах и дифракционных рентгеновских спектрах НОВ. Наблюдается приуроченность отдельных типов УВ к определенным стратиграфическим комплексам. Для ОВ, источником которого служили деградированные синезеленые водоросли, сформировавшие сапропелевый тип ОВ в породах рифея–нижнего кембрия, определены характеристические признаки для различных групп УВ и НОВ. В группе метановых УВ типична относительно большая нечетность низкомолекулярных n-алканов C₁₅–C₂₁ (НЧ/Ч 1–1,7) по сравнению с более высокомолекулярными (C₂₅–C₃₀). Положение концентрационного максимума сдвинуто в низкомолекулярную область (C₁₆–C₁₉). В группе нафтеновых УВ повышена роль моно- и бициклических структур, а также стеранов. Для группы нафтеново-ароматических УВ характерна относительно повышенная доля низкомолекулярных структур со степенью водородной ненасыщенности –6 и –8 (11,6–26,4 и 16,1–33,1% соответственно). Подобный состав УВ, а также повышенная роль структур, обогащенных водородом в ОВ, отраженная на рентгенодифракционных спектрах НОВ, характерны для сапропелевого облика керогена.

Значительное участие бентальных водорослей в формировании биомассы осадков (отдельные прослои пород венда, соленосные свиты нижнего кембрия) также проявляется в составе УВ пород: возрастает содержание высокомолекулярных n-алканов, максимум смещается в высокомолекулярную область (C₂₀–C₂₆), коэффициент нечетности выше в группе C₂₅–C₃₀ по сравнению с C₁₅–C₂₁, в нафтеновой фракции снижается роль стеранов, а рентгеновские спектры НОВ показывают более циклическую структуру основной массы ОВ. В древних породах западных склонов Анабарской антеклизы, сформировавшихся в неблагоприятных условиях барьерной фации и, как следствие, содержащих сверхрассеянное ОВ, интенсивно переработанное в диагенезе, в метановых УВ резко повышено содержание высокомолекулярных n-алканов (очень низкое отношение C₁₅ ÷ C₂₀/C₂₁ ÷ C₃₀, равное 0,33–0,57), среди изоалканов преобладает фитан. Такой состав УВ в древних отложениях, изначально лишенных гумуса в осадке, показывает, что определяющим фактором в формировании УВ в данном случае явились геохимические условия в седименто- и диагенезе.

Наибольшим нефтематеринским потенциалом (F₀ = 1,1–1,4; F₁ = 0,9–1; F_m = 1,1–1,3) обладают сапропелиты. Этот тип керогена характерен для отложения рифея, венда и нижнего кембрия, формирование которых протекало в условиях нормальной морской седиментации, а источником ОВ послужили преимущественно планктонные неминерализующиеся цианеи с незначительным участием водорослей других классов. Большая же часть

пород рифейско-нижнекембрийского разреза (20–100%) содержит кероген оксисорбопланктонитового типа, формирование которого протекало за счет минерализующихся и бентосных водорослей, обладающих изначально пониженным нефтематеринским потенциалом (F₀ = 0,84–1; F₁ = 0,5–0,65; F_m = 0,77–0,86).

Исходный характер гидробионтов, их последующая переработка в диагенезе играют определяющую роль в формировании углеводородного состава РОВ древних пород Тунгусского НГБ. Преобладание остатков планктонных водорослей в исходной биомассе ОВ способствовало накоплению и образованию на последующих стадиях литогенеза относительно низкомолекулярных соединений, что прослеживается по всем фракциям УВ (метано-нафтеновой, нафтеново-ароматической). Примесь донных водорослей, их интенсивная бактериальная и минеральная переработка в диагенезе увеличивают роль высокомолекулярных УВ.

Особенности и различия состава и распределения РОВ в древнейших породах разных фациальных областей находят отражение в масштабах реализации нефтематеринского потенциала в условиях катагенеза. Низкие концентрации ОВ и оксисорбопланктонитовый тип керогена исключают из разряда нефтепроизводящих значительную часть рифейско-нижнекембрийских отложений из разрезов Тунгусского НГБ.

Л и т е р а т у р а

Акульшина Е.П., Евтушенко В.Н., Писарева Г.М., Шишкин Б.Б. Глинистые минералы древнейших осадочных толщ Игарского района и р. Оленек. – В кн.: Литология и геохимия верхнего докембрия Сибири. Новосибирск: Наука, 1970, с. 85–107.

Арсеньева Г.П., Грамберг И.С., Колотова Л.Ф. и др. Изучение органического вещества и связей его с составом осадочных пород. – В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1974, с. 160–164.

Барашков Г.К. Сравнительная биохимия водорослей. М.: Пищ. пром-сть, 1972. 336 с.

Неручев С.Г., Парпарова Г.М., Рогозина Е.А. и др. О новой классификации, диагенетических и катагенетических преобразованиях планктогенного рассеянного органического вещества. – В кн.: Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1974, с. 81–106.

Титоренко Т.Н., Дробкова Е.М. Биостратиграфия венда и нижнего кембрия восточной части Иркутского амфитеатра по водорослям и микрофитолитам. – Геология и геофизика, 1974, № 2, с. 30–39.

А.А. ИВЛЕВ

О ПРИЧИНАХ ВАРИАЦИЙ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА КАРБОНАТНОГО И ОРГАНИЧЕСКОГО УГЛЕРОДА В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Как следует из данных Оклер и др. [Oechler et al., 1972], а также Смита и др., изотопный состав органического углерода в отложениях докембрия периодически изменялся. Для карбонатного углерода периодические и скачкообразные изменения изотопного состава были установлены Э.М. Галимовым и др. [1975]. Отмечено, что эти скачки приходится на периоды орогенеза. В ряде работ подчеркнута симбатность изменений изотопного состава карбонатного и органического углерода в ходе геологического времени [Eickmann, Schidlowski, 1975].

Ниже будет показано, что, используя принцип актуализма и разработанные нами представления о природе метаболических изотопных эффектов углерода [Ивлев, 1984], этим и другим рассматриваемым ниже фактам можно дать физико-химическое объяснение.

Предположим, что изотопный состав углерода карбонатов отражает изотопный состав углекислоты современной ему углекислотно-карбонатной системы, охватывающей атмосферу и гидросферу, а изотопный состав органического вещества (ОВ) отражает изотопный состав современной ему биомассы. В соответствии с принципом актуализма будем считать, что изотопные эффекты углерода в клетках древних организмов аналогичны эффектам в клетках современных организмов, обитающих в тех же самых условиях внешней среды. Это означает, что изотопный состав углерода биомассы древних фотосинтезирующих организмов должен был определяться изотопным эффектом фотосинтеза, величина которого зависела от концентрации CO_2 в среде.

Учитывая более легкий изотопный состав углерода ОВ в докембрии, особенно в раннем, по сравнению с углеродом современного ОВ, можно сделать заключение о повышенном содержании CO_2 в докембрийской атмосфере.

Из рассмотрения глобальной природной углеродной системы, включающей атмосферу, гидросферу и биосферу, следует, что с возникновением фотосинтеза в ней должен был появиться механизм фракционирования изотопов углерода типа релеевского истощения. В самом деле, поскольку из системы постоянно выводится органический углерод, обогащенный изотопом ^{12}C благодаря эффекту фотосинтеза, углерод системы должен прогрессивно обогащаться изотопом ^{13}C . Причем ввиду преимущественного содержания в системе бикарбонатной и карбонатной форм по сравнению с углекислотной (более 90%), и близости к единице коэффициента разделения между бикарбонатным и карбонатным ионами идущее параллельно карбонатакопление не могло существенно сказаться на изотопном составе остаточного углерода в системе. К тому же по термодинамическим причинам карбонатакопление в докембрии проявлялось слабо [Ронов, 1976].

Существенно, что указанный механизм действовал в условиях периодического интенсивного поступления в углекислотно-карбонатную систему ювенильной CO_2 . Оно соответствовало периодам орогенеза, когда

запасы неорганического углерода в системе пополнялись. В последующие более длительные периоды стабилизации и относительно замедленных движений земной коры вновь преобладающим становилось извлечение CO_2 на фотосинтез и истощение неорганического углерода системы [Руттен, 1973]. Очевидно, что в периоды орогенеза неорганический углерод системы должен был обогащаться легким изотопом, поскольку изотопный состав ювенильной CO_2 является тем началом отсчета, относительно которого происходило изотопное утяжеление неорганического углерода в последующий период стабилизации.

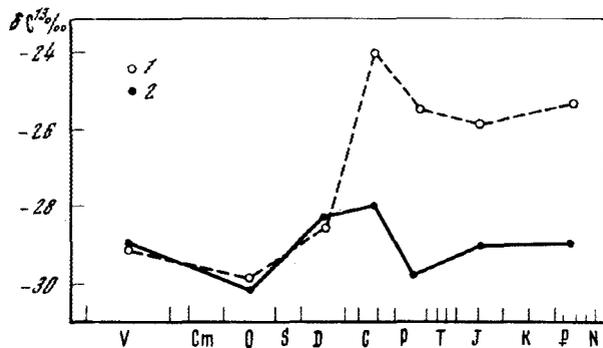
С изменением изотопного состава неорганического углерода изменялось и начало отсчета изотопных эффектов фотосинтеза. Поэтому изотопный состав органического углерода также испытывал колебания, симбатные изменениям изотопного состава карбонатного углерода.

Используя описанный механизм, можно легко объяснить не только отмечавшуюся периодичность изменений изотопного состава карбонатного и органического углерода, но и причину встречающихся в докембрии аномально "тяжелых" карбонатов ($\delta^{13}\text{C}$ до $+9\text{‰}$). Расчеты, основанные на известном соотношении Релея [Бродский, 1957], показывают, что карбонаты с подобным изотопным составом могли появиться при использовании на фотосинтез до 25% находившегося в углекислотно-карбонатной системе неорганического углерода.

По мере развития фотосинтезирующей жизни концентрация CO_2 в атмосфере постепенно снизилась, соответственно уменьшился эффект фотосинтеза, а это привело к изотопному утяжелению углерода "живого" вещества, а следовательно, органического углерода в ходе геологического времени. Такое снижение отмечено с середины докембрия [Eickmann, Schidlowski, 1975]. Оно продолжалось до конца докембрия и в фанерозе вплоть до девона-карбона. В карбоне (см. рисунок) произошло заметное утяжеление органического углерода, вызванное тем, что выход фотосинтезирующей жизни на сушу, т.е. появление наземной растительности, еще более понизил концентрацию CO_2 . К этому периоду, по-видимому, относится распространение C_4 -форм фотосинтезирующих организмов, в которых адаптация к низким концентрациям CO_2 закреплена анатомическими изменениями.

С понижением концентрации CO_2 в среде стало сказываться и разнообразие фациальных обстановок на Земле, отличающихся содержанием CO_2 , что влекло различие в эффектах фотосинтеза в соответствующих экосистемах. В результате ОВ, захороняемое в разных фациальных обстановках, стало различаться по изотопному составу. Появление фациальных изотопных различий ОВ отмечено уже в среднем докембрии [Eickmann, Schidlowski, 1975].

После карбона концентрация CO_2 и образующегося при фотосинтезе кислорода в атмосфере и гидросфере стабилизировалась. Это обуславливалось тем, что, с одной стороны, уровень развития фотосинтезирующей жизни обеспечивал быструю компенсацию колебаний содержания CO_2 в атмосфере, с другой — возникновение современной кислородной атмосферы привело к снижению коэффициента фотосинтеза ОВ и к возвращению большей части фотосинтезируемого углерода обратно в систему при окислении его до CO_2 .



Изменение изотопного состава C_{орг} в осадочных отложениях Русской платформы [Галимов и др., 1975]

1 — кероген; 2 — битумоид

Последнее обстоятельство явилось причиной того, что действие описанного выше механизма фракционирования изотопов в глобальной углеродной системе в фанерозое становится менее ощутимым. Колебания изотопного состава углерода ОВ в фанерозое, приуроченные к периодам орогенеза, могли быть следствием того, что компенсация повышения содержания CO₂ в среде в эти периоды наступала с некоторой релаксацией.

Другим следствием возрастания содержания кислорода в среде до современного явилось формирование у живущих организмов аэробного метаболизма, связанного с дыханием, и образование свободных липидных фондов. Формирование аэробного метаболизма сопровождалось возникновением механизма внутриклеточного фракционирования изотопов, повлекшего появление изотопной неоднородности, выразившейся в заметном обогащении легким изотопом липидной фракции по сравнению с белково-углеводной. Вероятно, появление в девоне-карбоне до того отсутствовавших изотопных различий между керогеновой и битумоидной частью ОВ (см. рисунок) является отражением этого события биологической эволюции.

Таким образом, последовательное применение принципа актуализма к анализу изотопного состава карбонатного и органического углерода в ходе геологического времени приводит к заключению, что наблюдаемые вариации изотопного состава являются результатом взаимообусловленности геохимических и биологических процессов в земной коре.

Литература

- Бродский А.И. Химия изотопов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 458 с.
- Галимов Э.М., Ронов А.Б., Мигдасов А.А. Вариации изотопного состава карбонатного и органического углерода осадочных пород в истории Земли. — Геохимия, 1975, № 3, с. 323–342.
- Илев А.А. О механизме и условиях появления изотопных эффектов углерода при фотосинтетической ассимиляции CO₂. — Физиология растений, 1984, т. 31, № 4, с. 765–776.
- Ронов А.Б. Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь: Закономерности глобальной геохимии углерода. — Геохимия, 1976, № 8, с. 1252–1270.

Рутген М. Происхождение жизни. М.: Мир, 1973. 410 с.

Eickmann R., Schidlowski M. Isotopic fractionation between coexisting organic carbon-carbonate pairs in Precambrian sediments. — Geochim. et Cosm. Acta, 1975, vol. 39, N 5, p. 585–595.

Oechler D.L., Schopf J.W., Kvenvolden K.A. Carbon isotopic studies of organic matter in Precambrian rocks. — Science, 1972, vol. 175, p. 1246–1248.

УДК 552.578.3:552.16

В.К. ШИМАНСКИЙ, А.И. ШАПИРО, Я.Н. ВОРОНКОВА

ЭВОЛЮЦИЯ ИНДИВИДУАЛЬНОГО СОСТАВА УГЛЕВОДОРОДОВ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ПОРОД В ПРОЦЕССЕ КАТАГЕНЕЗА

Выявление в составе нефтей так называемых генетических признаков, т.е. показателей, избирательно характеризующих основные этапы геохимической истории исходного органического вещества (ОВ) (особенности биопродукции, уровни преобразования в диагенезе и катагенезе), представляет собой одну из наиболее сложных задач современной органической геохимии. Подвижность нефтей и широкий комплекс вторичных физико-химических факторов, способных изменять параметры их состава в процессе миграции и в самой залежи, маскируют наследуемые от исходного ОВ закономерности состава. Поэтому обязательным элементом решения этой задачи является изучение особенностей состава синбитумоидов ОВ пород, генетическая принадлежность которых достаточно уверенно установлена по углепетрографическим данным (тип ОВ и уровень его преобразования в катагенезе) и формам серы и железа (уровень преобразования в диагенезе).

Ниже рассмотрены связи некоторых параметров индивидуального углеводородного состава битумоидов ОВ пород с теми геологическими факторами, которые контролируют уровень преобразования ОВ в катагенезе — с температурой (палеоглубинами погружения отложений) и временем (возрастом вмещающих отложений). Для этого использованы ранее опубликованные [Шиманский и др., 1974, 1976; Биккенина, Шапиро, 1969; Шапиро, 1977; Белерова, 1977] и новые аналитические данные по трем сериям разновозрастных доманикоидов (баженовская свита Восточной Сибири), содержащих достаточно однотипное ОВ (сапропелиты, более чем на 90% представленные коллоальгинитом¹).

Влияние палеоглубин погружения и соответствующих им градаций катагенеза на параметры индивидуального состава низкокипящих углеводородов (УВ) C₆–C₈ (табл. 1–3) проявляется наиболее отчетливо, вероятно, вследствие того, что низкокипящие УВ, практически полностью

¹ Данные Г.М. Парпаровой.

Таблица 1

Изменение состава низкокипящих УВ ОВ баженовской свиты Западной Сибири с палеоглубиной залегания

Параметры состава	Палеоглубина, м (отвечающая ей градация катагенеза*)		
	1500–2000 (ПК ₃ –МК ₁)	2000–2500 (МК ₁ –МК ₂)	2500–3000 (МК ₂)
Количество низкокипящих УВ, % на C _{орг}	0,8	1,8	2,4
K _M C ₆	0,2	0,3	0,4
n-гексан/изогексаны	1,2	1,6	1,6
n-гексан/цикланы C ₆	0,5	0,8	1,2
Бензол/алифатические УВ C ₆	0,02	0,04	0,09
Циклогексан/метилциклопентан	0,4	1,1	0,9
Арены C ₆ –C ₇ /арены C ₈ –C ₉	0,1	0,2	–
1,2-диметилбензол/1,4-диметилбензол	3,5	2,9	–
Алканы C ₈ /цикланы C ₆	0,53	0,80	0,90

*По данным Г.М. Парпаровой.

Таблица 2

Изменение состава низкокипящих УВ ОВ девонских отложений Среднего Поволжья с палеоглубиной залегания

Параметры состава	Палеоглубина, м (отвечающая ей градация катагенеза*)		
	До 2000 (МК ₁)	2000–3000 (МК ₂)	Более 3000 (МК ₃)
Количество низкокипящих УВ, % на ОВ	0,63	1,01	0,88
K _M C ₆	0,49	0,54	0,62
n-гексан/изогексаны	0,72	1,11	0,92
n-гексан/цикланы C ₆	1,20	1,10	1,07
Бензол/алифатические УВ C ₆	0,01	0,03	0,02
Циклогексан/метилциклопентан	0,49	0,88	0,71
1,2-диметилбензол/1,4-диметилбензол	1,7	1,6	1,10

*По данным Г.М. Парпаровой.

отсутствующие в молодых осадках, целиком являются продуктом катагенеза. Установлено, что параллельно с тенденцией к увеличению общего содержания низкокипящих УВ изменяются как их групповой состав (растет доля алканов и аренов за счет цикланов), так и соотношение в пределах каждого класса УВ (растут отношения монозамещенных алканов к дизамещенным, циклогексанов к метилциклопентанам, аренов C₆–C₇ к аренам C₈–C₉, моноалкилбензолов к ди- и триалкилбензолам C₉, среди диалкилбензолов снижается доля о-изомеров и т.д.). Отношение n-алканов (C₆–C₇) к изоалканам (C₆–C₇), как показано в табл. 1 и 2, растет с палеоглубиной, достигая максимума в интервале 2500–3000 м,

Таблица 3 Изменение состава низкокипящих УВ ОВ кембрийских отложений Восточной Сибири с палеоглубиной залегания

Параметры состава	Палеоглубина, м (отвечающая ей градация катагенеза*)		Параметры состава	Палеоглубина, м (отвечающая ей градация катагенеза*)	
	До 1700 (ПК ₃)	1700–2000 (МК ₁)		До 1700 (ПК ₃)	1700–2000 (МК ₁)
Количество низкокипящих УВ, %	0,36	0,46	Бензол/алифатические УВ C ₆	0,003	0,008
K _M C ₆	0,78	0,86	Циклогексан/метилциклопентан	0,80	1,39
n-гексан/изогексаны	1,36	1,91			
n-гексан/цикланы C ₆	1,97	2,46			

* По данным Г.М. Парпаровой.

а затем постепенно уменьшается. K_MC₆ закономерно изменяется по всем трем сериям (0,2–0,3–0,4 для баженовской свиты соответственно в интервалах до 2000, 2000–2500 и более 2500 м; 0,49–0,54–0,62 для доманика соответственно в интервалах до 2000, 2000–3000 и более 3000 м; 0,78–0,86 для куонамской свиты соответственно в интервалах до 1700 и более 1700 м). Для равных интервалов палеоглубин (градаций катагенеза) значения K_MC₆ тем выше, чем больше возраст отложений (рис. 1). Связь между возрастом отложений и палеоглубиной можно выразить следующим линейным уравнением:

$$K_{M}C_6 = \frac{0,8H + 1,4\tau - 1}{10},$$

где H – палеоглубина, км; τ – абсолютный возраст пород, 100 млн. лет.

Как следует из этого уравнения, увеличение палеоглубины на 1 км эквивалентно для этого параметра уменьшению возраста отложений примерно на 170 млн. лет. Эти данные свидетельствуют о том, что длительность по крайней мере некоторых процессов изменения ОВ в недрах может быть достаточно растянутой в масштабах геологического времени, отражаясь в параметрах углеводородного состава. Разумеется, влияние возрастного фактора не универсально. Для других химических показателей, отражающих процессы с иными кинетическими характеристиками, связь возраста и палеоглубин (палеотемператур) может быть иной и в случае реакций, протекающих в масштабах геологического времени слишком быстро или слишком медленно, не наблюдается совсем.

Дополнительные возможности для оценки роли фактора времени в процессах катагенетического преобразования ОВ открывает анализ характера отклонений систем изомерных УВ битумоидов и нефтей от термодинамически равновесного состояния. Известно [Амосов, Вассоевич, 1957; Петров, 1960, 1981; Шиманский, 1968; и др.], что изомерные УВ нефтей не представляют собой термодинамически и равновесные смеси. Отклонения от равновесия однонаправленны и определяются природой

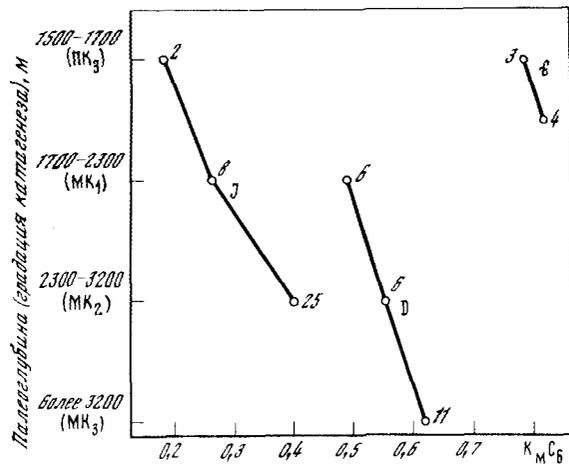


Рис. 1. Степень преобразования УВ (по $K_m C_6$) в зависимости от палеоглубины (градаций катагенеза) для доманикоидных отложений разного возраста
Цифры у точек – количество усредненных данных

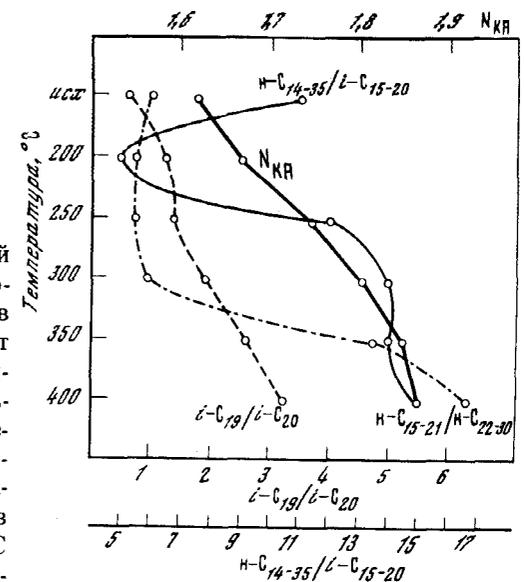
первичных продуктов деструкции. Для большинства групп изомеров по средним данным величины отклонения от равновесия более значительны для битумоидов, чем для нефтей (табл. 4). При этом обращает на себя внимание то обстоятельство, что для наиболее древних ОВ и нефтей отклонения от равновесия соответственно меньше. Наконец, для битумоидов разных уровней преобразования в катагенезе максимальное отклонение от равновесия по некоторым группам изомеров совпадает с

Таблица 4

Сравнение изомерных отношений в составе низкокипящих УВ РОВ пород и нефтей с соответствующими равновесными смесями

Отношения	Величина отношения				
	среднее для битумоидов РОВ пород	для битумоидов РОВ кембрийских отложений Восточной Сибири	среднее для нефтей	для нефтей кембрийских отложений Восточной Сибири	в равновесной смеси при 400° К (128° С)
Циклопентаны C_7 /МЦГ	1,7	1,4	1,1	0,6	0,2
1,2-диметилциклопентаны/1,3-диметилциклопентаны	1,3	1,1	1,0	1,0	0,9
Этилциклопентан/диметилциклопентаны	0,3	0,3	0,20	0,2	0,10
Этилбензол/диметилбензолы	0,3	—	0,2	—	0,02
о-ксилол/ (м + п-ксилолы)	0,5	—	0,4	—	0,2
п-ксилол/ (м + о-ксилол)	0,1	—	0,2	—	0,3

Рис. 2. Эволюция некоторых параметров индивидуального состава n-алканов и изопреноидных УВ масляных фракций продуктов ступенчатого термолитиза сланца месторождения Ундоры. $N_{ка}$ – показатель преломления коллоальгинита



тем этапом геохимической истории ОВ, когда образование первичных продуктов деструкции протекает наиболее активно. Для алканов, например, максимальное отклонение от равновесия выражается в наиболее высоких на этих этапах концентрациях изомеров нормального строения. С увеличением погружения отложений и сокращением масштабов новообразования УВ возрастает роль вторичных процессов, в частности изомеризации, направленной на приближение системы УВ к равновесию – доля n-алканов в смеси изомерных УВ, как следует из данных, приведенных в табл. 1–3, обнаруживает тенденцию к снижению. Подобный же характер изменения с глубиной концентрации n-алканов среди насыщенных УВ наблюдался ранее [Шиманский и др., 1978] и для масляной фракции битумоидов. Интересно, что нефти из наиболее древних нефте-содержащих толщ (кембрийские нефти Восточно-Сибирской провинции, ордовикские нефти Мид-Континента, США) также характеризуются пониженным содержанием n-алканов, причем для нефтей Восточной Сибири отношение n-алканы/изоалканы постоянно снижается с глубиной.

В составе масляных фракций доманикоидов из тех изменений, которые обычно свойственны катагенезу, на имевшемся в нашем распоряжении материале отчетливо наблюдалось по всем трем сериям только снижение количества изопреноидных УВ в процентах на фракцию насыщенных УВ (для баженовской свиты в интервалах до 2500 и более 2500 м соответственно 10 и 6; для доманика в интервалах до 2000, 2000–2500 и более 2500 м соответственно 13, 6 и 4; для куонамской свиты в интервалах до 2000, 2000–3000 и более 3000 м соответственно 5,3 и 1¹). Для баженовской и особенно для куонамской свит наблюдалась тенденция к смещению максимума на кривой распределения n-алканов в низкомолекулярную область (рост отношения суммарных содержаний n-алканов $C_{16} \div C_{20} / C_{21} \div C_{30}$).

Поскольку в соответствии с существующими представлениями распределение УВ масляных фракций определяется в значительной мере спе-

¹ Имеются в виду интервалы палеоглубины (по данным Г.М. Парпаровой и Т.К. Баженовой).

цифкой исходного живого вещества и особенностями его преобразования в диагенезе, то для выявления роли катагенеза в эволюции параметров, основанных на соотношениях между этими УВ в сравнительно "чистом" виде, целесообразно привлечь данные ступенчатого термоллиза высококонцентрированного сапропелевого ОВ. Такого рода термоллиз, как показывают результаты углететрографического и рентгеноструктурного изучения остаточного ОВ по отдельным ступеням термоллиза [Шиманский и др., 1982], в какой-то мере моделирует природный катагенез. На примере термоллиза сланцев месторождения Ундоры можно отчетливо наблюдать направление и масштабы изменения с температурой отношений концентраций пристан/фитан. n -алканов $C_{15} \div C_{21}/C_{22} \div C_{30}$; n -алканов $C_{15} \div C_{30}$ к изопреноидным УВ $C_{14} \div C_{20}$ (рис. 2). Возможность такого изменения параметров состава по крайней мере двух групп "реликтовых" УВ (n -алканов и изопреноидных алканов) в процессе катагенеза ОВ подтверждает ограниченность использования этих параметров в качестве генетических признаков, характеризующих особенности состава исходного живого вещества и его преобразования в диагенезе.

Л и т е р а т у р а

- Амосов Г.А., Васюевич Н.Б. К вопросу о методах определения температуры нефтеобразования. Л.: Гостехиздат, 1957, с. 61–65. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 105).
- Белерова В.А. Индивидуальный компонентный состав низкокипящих УВ нефти и доманиковых отложений на примере Екатерининского месторождения. – Тр. Гипростокнефти, Куйбышев, 1977, вып. 29, с. 152–157.
- Биккенина Д.А., Шапиро А.И. Угледородный состав ОВ пород куонамской свиты южного склона Анабарской антеклизы. – Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 4, с. 909–912.
- Катагенез и нефтегазоносность/Г.М. Парпарова, С.Г. Неручев, А.В. Жукова и др. Л.: Недра, 1981. 240 с.
- Органическая геохимия палеозоя и допалеозоя Сибирской платформы и прогноз нефтегазоносности/Т.К. Баженова, С.Н. Белецкая, Л.С. Беляева и др. Л.: Недра, 1981. 211 с.
- Петров Ал.А. Каталитическая изомеризация углеводородов. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 215 с.
- Петров Ал.А. Стереохимия насыщенных углеводородов. М.: Наука, 1981. 250 с.
- Шапиро А.И. Особенности индивидуального состава низкокипящих углеводородов рассеянного органического вещества как отражение условий их образования: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: ВНИГРИ 1977. 30 с.
- Шиманский В.К. Геохимические закономерности в составе легких углеводородов нефти: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л.: ВНИГРИ, 1968.
- Шиманский В.К., Шапиро А.И., Гоман Я.И. Некоторые особенности распределения n -алканов РОВ пород разных стадий катагенеза. – В кн.: Рассеянное органическое вещество на разных этапах литогенеза осадков и процессы нефтегазообразования. Л.: ВНИГРИ, 1978, с. 79–95.
- Шиманский В.К., Шапиро А.И., Иванцова В.В. Закономерности в индивидуальном составе низкокипящих (до 125°C) углеводородов в органическом веществе осадочных пород. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 6, с. 114–120.
- Шиманский В.К., Шапиро А.И., Иванцова В.В. Закономерности индивидуального состава аренов C_6 – C_{10} низкокипящих фракций рассеянного органического вещества пород Западной Сибири. – Геология нефти и газа, 1976, № 4, с. 69–75.
- Шиманский В.К., Хотынцева Л.И., Шапиро А.И., Ермакова В.И. Особенности структуры керогена сланцев месторождения Ундоры по результатам ступенчатого термоллиза: – В кн.: докл. III Всесоюз. совещ. "Геохимия горючих сланцев". Таллин, 1982, с. 204–205.

УДК 553.982.2 (571.12)

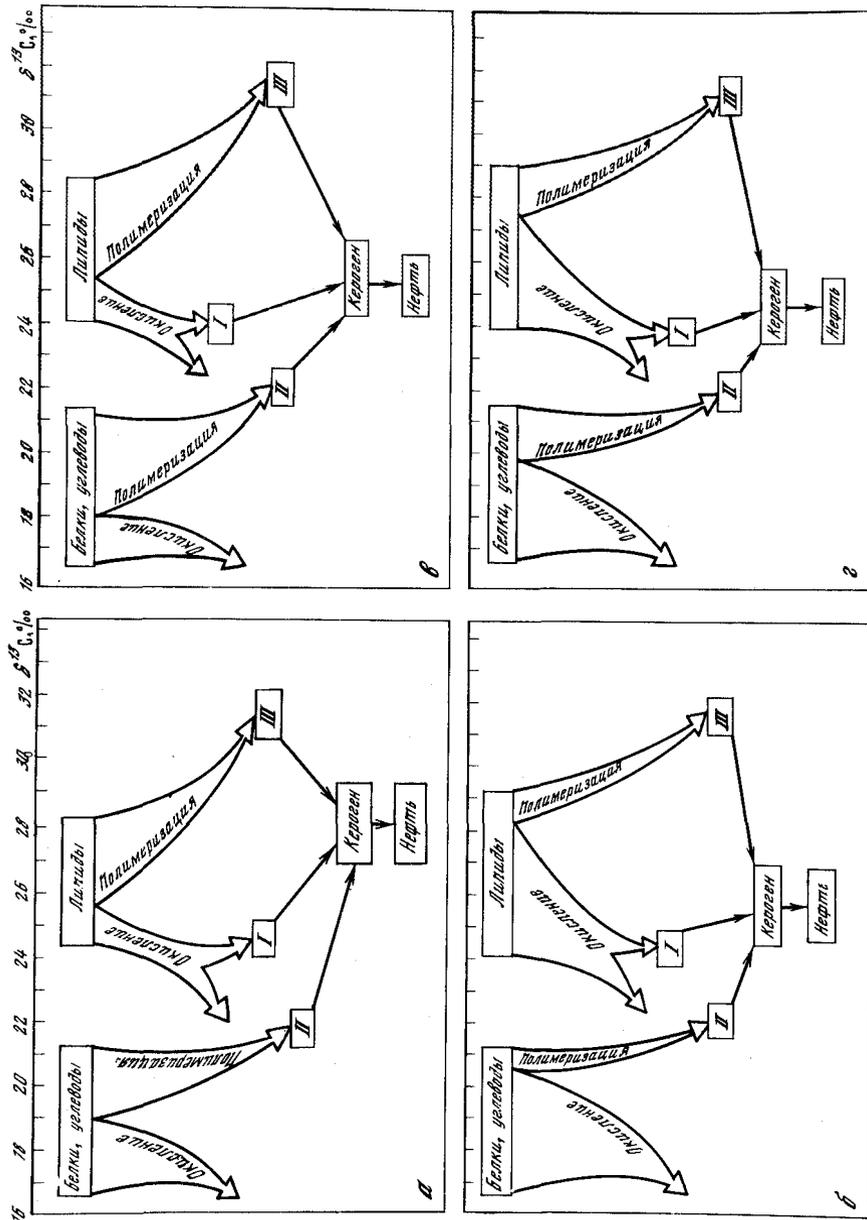
И.И. НЕСТЕРОВ, И.В. ГОНЧАРОВ

СОСТАВ НЕФТЕЙ КАК ОТРАЖЕНИЕ ТИПА И УСЛОВИЙ ФОССИЛИЗАЦИИ ИСХОДНОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ)

Выявление факторов, контролирующих состав нефтей, является одной из важных задач геохимии нефти. Роль исходного органического вещества (ОВ) в определении особенностей состава нефтей признают практически все исследователи, однако в настоящее время нет надежных критериев оценки его влияния. Нами на материале Западной Сибири предпринята попытка проследить влияние типа ОВ на состав нефтей. Ранее [Гончаров, Лебедева, 1984] было отмечено наличие тесных корреляционных связей между физико-химическими характеристиками, а также различными параметрами, отражающими особенности молекулярного и атомного состава нефтей. В частности, изотопный состав нефтей и состав изопреноидных углеводородов оказались тесно связанными друг с другом и практически со всеми остальными параметрами. Наличие этих связей имеет принципиальное значение, поскольку о механизме формирования изопреноидного и изотопного состава нефтей существуют вполне определенные теоретические представления, и, следовательно, возникает возможность перенести их для объяснения других свойств нефти.

По нашему мнению, при формировании изотопного состава углерода (ИСУ) решающее значение имеют два обнаруженных в последние годы явления. Первое связано с гипотезой Э.М. Галимова и Л.А. Кодиной [1982] о важной роли минерального скелета исходной биомассы в процессе ее диагенетического преобразования. Предполагается, что ОВ скелетных форм планктона в значительной мере защищено от микробиологической атаки в зоне диагенеза и поэтому большая доля легко разлагающихся и изотопно тяжелых белково-углеводных веществ фоссилизируется и принимает участие в последующих процессах нефтеобразования. Таким образом, находит объяснение существование в природе сравнительно изотопно тяжелых, т. е. незначительно облегченных относительно исходного морского ОВ, нефтей. В отличие от скелетных бесскелетные формы планктона в ходе диагенеза теряют основную массу лабильных изотопно тяжелых белков и углеводов, в силу чего в образовании керогена (а затем и нефтей) принимают участие другие обогащенные легким изотопом углерода компоненты исходного ОВ. Однако, эта схема не позволяет объяснить большие различия ИСУ нефтей, где вклад ОВ скелетных форм в общий баланс органического углерода пренебрежимо мал. В частности, к их числу относится подавляющее число нефтей юрско-мелового комплекса Западной Сибири, а также нефти терригенных отложений ряда других районов.

Для ИСУ нефтей терригенных осадочных комплексов, вероятно, решающее значение имеет обнаруженное нами [Нестеров, Гончаров, 1982] явление зависимости ИСУ от степени окисленности исходного ОВ. На материале Западной Сибири было показано наличие обратной связи между долей тяжелого углерода в нефтях и величиной в них отношения пристан/фитан. Поскольку большое значение отношения пристана к фитану указывает на высокую окисленность исходного ОВ, то очевидно, что факторы окисли-



тельной обстановки способствуют утяжелению ИСУ. Аналогичная зависимость между ИСУ нефтей терригенных отложений и величиной отношения в них пристана к фитану просматривается и для ряда других районов. Обоснование наблюдаемого явления вытекает из теоретических положений Э.М. Галимова [1981]. В частности, отмечено, что "чем большей химической перестройке подвергались исходные биомолекулы, тем слабее становится связь между изотопным составом и β факторами соединения" (с. 212).

Действительно, в жестких условиях окислительной обстановки исходное ОВ подвергается глубокой трансформации. При этом изотопно тяжелый белково-углеводный комплекс практически полностью разрушается, а оставшаяся изотопно легкая липидная часть также значительно окисляется. За счет действия кинетического эффекта происходит утяжеление ИСУ образующегося керогена и облегчение продуктов окисления (в конечном счете CO_2).

Все сказанное относительно факторов, определяющих состав ОВ и нефти, суммировано на рисунке.

Поскольку выше показано, что на ИСУ fossilized ОВ и нефти при прочих равных условиях (температура окружающей среды, концентрация углекислоты, видовой состав биопродуцентов и т. д.) основное влияние оказывают степень окисленности исходного ОВ и наличие минерального скелета у планктона, то в зависимости от их комбинации можно выделить четыре крайних типа осадконакопления, которые дают соответствующие им типы ОВ по ИСУ.

Первый тип ОВ образуется в условиях восстановительной обстановки и отсутствия защитного минерального скелета у планктона (см. рисунок, а). Наличие этих условий приводит к тому, что большая часть изотопно легкой липидной фракции выводится из зоны активного окисления. Основу этой фракции составляют ненасыщенные структуры: спирты, кетоны, эфиры, кислоты, углеводороды [Brassel, Eglinton, 1983], которые за счет реакции полимеризации, циклизации, конденсации дают начало самой изотопно легкой составляющей "протокерогена". Тем не менее даже в самых благоприятных условиях осадконакопления определенная часть липидов полностью окисляется, что приводит к ее необратимым потерям (она минерализуется). Другая ее часть, подвергаясь существенной химической перестройке, окисляется не полностью и дает начало второй составляющей "протокерогена", имеющей существенно утяжеленный изотопный состав. В этих условиях fossilизируется довольно значительная доля наиболее лабильного и изотопно тяжелого белково-углеводного комплекса, которая дает начало третьей составляющей "протокерогена". Комбинация этих трех составляющих образует самые легкие из всех известных керогены и соответственно самые легкие нефти.

Яркими представителями нефтей первого типа является подавляющее большинство нефтей Западной Сибири, за исключением нефтей палеозоя

←
Схема формирования изотопного состава керогенов и нефтей

I, II, III – протокерогены

а – восстановительная обстановка, отсутствие минерального скелета у планктона; б – окислительная обстановка, отсутствие минерального скелета у планктона; в – восстановительная обстановка, скелетные формы планктона; г – окислительная обстановка, скелетные формы планктона

северных районов. К этому типу следует отнести также вендскую нефть Вилуйской синеклизы Восточной Сибири, протерозойскую нефть Сивинского месторождения Пермской области, нефти Прибалтики, некоторые нефти терригенных комплексов Урала и Поволжья, ряд нефтей США, Австралии, Китая и др. Это один из самых распространенных типов нефтей.

Второй тип ОВ формируется также при участии бесскелетных форм планктона и в окислительной обстановке (см. рисунок, б). В этих условиях окисляется подавляющая часть не только белково-углеводного комплекса, но и значительно более устойчивой ее липидной фракции. Белки и углеводы практически не дают вклада в суммарное ОВ "протокерогена". Также весьма ограничено участие неокисленной, неизменной части липидов, образующей самое изотопно легкое ОВ. Основной вклад в "протоке роген" дает липидная фракция, подвергнутая глубокой химической перестройке и поэтому изотопно тяжелая.

Нефти этого типа (а чаще всего конденсаты и конденсатоподобные нефти) также довольно широко развиты в Западной Сибири. Это прежде всего месторождения северных районов и бортовых частей низменности. В эту группу входит большинство нефтей (за исключением Широного Приобья) ниже-среднеюрского комплекса. Среди нефтей других регионов сюда следует отнести нефти перми, карбона и юры Восточной Сибири, нефти и конденсаты средне-верхнеюрских и нижнемеловых отложений Амударьинской синеклизы, а также ряд нефтей зарубежных месторождений. Нефти этого типа часто называют "неморскими" нефтями, или нефтями континентальных, субугленосных фаций. Следует отметить, что этот тип нефтей распространен значительно реже, чем первый.

Третий тип ОВ образуется при участии скелетных организмов и условиях восстановительной обстановки (см. рисунок, в). Наличие подобных условий способствует высокой сохранности не только липидной фракции, но и значительной части белково-углеводного комплекса. Тому имеется несколько причин. Во-первых, очень ограничена сама зона активной биохимической (аэробной) трансформации исходной биомассы. Во-вторых, наличие минерального скелета существенно повышает удельный вес организмов, в силу чего после своего отмирания они быстро минуют зону аэрации и опускаются на дно, где господствуют восстановительные условия. И, наконец, немаловажную роль играет защитная функция минерального скелета. Все вместе это приводит к тому, что очень высоким в формировании общей массы керогена оказывается вклад белково-углеводного комплекса, что и предопределяет тяжелый изотопный состав керогена и нефтей этого типа.

Несмотря на то что в мире нефти, образовавшиеся из ОВ этого типа, вероятно, являются самыми распространенными, в Западной Сибири они имеют подчиненное значение. К ним прежде всего следует отнести все ОВ и нефти палеозойских карбонатно-терригенных отложений, которые имеют существенно утяжеленный изотопный состав. В эту группу входят все нефти карбонатных фаций: Ближнего и Среднего Востока, Поволжья, а также нефти многих месторождений Южной и Северной Америки, где большая доля кремнистой или карбонатной составляющей в породах указывает на участие скелетных форм планктона в формировании ОВ. Следует отметить, что подавляющее число этих нефтей относят к нефтям морского генезиса.

Четвертый тип ОВ также образуется при участии скелетных форм, но в условиях окислительной обстановки (см. рисунок, г). В этой обстановке даже наличие минерального скелета не может предохранить исходную биомассу от интенсивного окисления. В то же время минеральный скелет выполняет свои защитные функции и фоссилизуется гораздо большая часть белково-углеводного комплекса по сравнению с окислительной обстановкой, но при отсутствии скелета. В результате формируется самое изотопно тяжелое ОВ, из которого затем образуются самые тяжелые нефти. Этот тип нефтей отсутствует в Западной Сибири. За пределами Западной Сибири этот тип нефтей встречается довольно часто.

Как правило, это нефти из отложений со значительной долей кремнистой составляющей. Участие силицитов в процессах нефтеобразования подробно исследовано в работах О.К. Баженовой [1983; Баженова и др., 1984]. К этому типу прежде всего необходимо отнести месторождения Сахалина, Калифорнии и Лос-Анджелеса.

Очевидно, что выделенные четыре типа осадконакопления и соответствующие им типы нефтей являются крайними случаями. Гораздо чаще встречаются их различные комбинации. Тем не менее на основе предложенной схемы можно дать удовлетворительное объяснение закономерностей распространения нефтей различного ИСУ Западной Сибири и некоторых других регионов.

Нефти неокома и ниже-среднеюрского комплексов образовались из ОВ, формирование которого произошло при участии бесскелетных форм планктона. Следовательно, основным фактором, определяющим ИСУ этих нефтей, является характер окислительно-восстановительной обстановки бассейна осадконакопления. Палеогеография бассейна, в свою очередь, отчетливо прослеживается по изменению величины отношения пристан/фитан. В центральных районах Западной Сибири во все времена существовали восстановительные условия накопления ОВ (отношение пристан/фитан 0,6–1). По мере удаления от центра к северу и к бортовым частям ухудшались условия фоссилизации ОВ. Отношение пристан/фитан в этом направлении увеличивается до 3–8 и даже до 15. Параллельно с изменением этого отношения происходит изменение ИСУ нефтей. От центра к периферии их изотопный состав утяжеляется.

Одновременно с изотопным и изопреноидным составом нефтей происходит изменение всего состава нефти. Попытки установить взаимосвязь между атомным и молекулярным составом нефти неоднократно предпринимались, и каждый раз указывалось на отсутствие таких зависимостей. Действительно, если рассматривать все нефти в целом, то окажется, что одинаковым изотопным составом обладают тяжелые, сернистые и смолистые нефти Поволжья, Средней Азии и Ближнего Востока, с одной стороны, и легкие парафинистые нефти Западной Сибири, с другой. В то же время эти связи отчетливо просматриваются при учете всех рассмотренных выше факторов на примере нефтей одной генетической природы.

Л и т е р а т у р а

Баженова О.К. Сингенетично-нефте-носные глинисто-кремнистые отложения. — В кн.: Успехи в развитии осадочно-миграционной теории нефтеобра-

зования. М.: Наука, 1983, с. 220–225.
Баженова О.К., Буралин Ю.К., Карношина Е.Е. Нефтегазообразование в силицитах фанерозоя. — В кн.: Эволю-

ция нефтегазообразования в истории Земли: Тез. докл. IV Всесоюз. семинара. М.: Изд-во МГУ, 1984, с. 52.

Галимов Э.М. Природа биологического фракционирования изотопов. М.: Наука, 1981. 256 с.

Галимов Э.М., Кодина Л.А. Исследование органического вещества и газов в осадочных толщах дна Мирового океана. М.: Наука, 1982. 277 с.

Гончаров И.В., Лебедева Л.Н. О катагенезе нефтей. — Геохимия, 1984, № 12, с. 1873–1881.

Нестеров И.И., Гончаров И.В. О взаимосвязи углеводородного изотопного состава нефтей: — В кн.: Тез. докл. 10-го Всесоюз. симпозиума по стабильным изотопам в геохимии. М., 1982, с. 60.

Brassel S.C., Eglinton G. The Potential of Organic geochemical compounds as sedimentary indicators of Upwelling, Coastal Upwelling its Sediment Record. 1983, p. 545–571.

УДК (56.017:552.5):551.72 (477)

О.Д. МОСЬКИНА, А.А. ИЩЕНКО, В.А. РЯБЕНКО

ЭВОЛЮЦИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА И ЕЕ ВЛИЯНИЕ НА СОСТАВ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ДОКЕМБРИЯ (НА ПРИМЕРЕ УКРАИНСКОГО ЩИТА)

Вопросам выяснения закономерностей накопления и распределения органического вещества (ОВ) и его отдельных компонентов в осадочно-метаморфических и осадочных отложениях докембрия Украинского щита уделяется значительное внимание. К настоящему времени всесторонне изучены и охарактеризованы углеродистые формации, аккумуляровавшие огромное количество углеродистого вещества, сохранившегося в виде морфологически разнообразных выделений графита: тонкодисперсных (точечных), межзерновых, микротрещинных. Однозначное определение первичной природы ОВ, накопившегося в раннедокембрийских образованиях, сопряжено с огромными трудностями, обусловленными высокой метаморфизованностью пород, и только в верхнедокембрийских неметаморфизованных отложениях прослеживается четкая связь между количеством определяемых органических остатков и содержанием ОВ в породах.

Территория, на которой прослеживаются отложения докембрия от архейских до вендских включительно, является весьма благоприятным объектом для проведения таких комплексных исследований. Накопление литологических и палеонтологических данных способствует выявлению основных тенденций и особенностей развития органического мира на сравнительно небольшом участке докембрийского морского бассейна. Основные этапы изменения органического мира в докембрии рассматриваемого региона, обусловившие неравномерное накопление ОВ в породах, взаимосвязаны с узловыми перестройками земной коры и границами крупных геологических систем [Сидоренко и др., 1984].

Осадконакопление в архее происходило, как установлено в последние годы, в пределах прибрежно-морских и лагунных водоемов, где основными продуцентами ОВ были фотосинтезирующие микроорганизмы и бактерии, остатки которых обнаружены в отложениях конкско-верховцевской сви-

ты Среднеприднепровского района, абсолютный возраст которой определяется в 3,2–3,4 млрд. лет. Они представлены фоссилизированными оболочками прокариотов (доядерных организмов), которые, по данным Б.В. Тимофеева [1982], относятся к родам *Protosphaeridium* Tim., *Trematosphaeridium* Tim., *Trachysphaeridium* Tim., *Synsphaeridium* Tim. и др. В количественном отношении комплекс фоссилизированных остатков представлен небольшим числом форм, отражающих сравнительную ограниченность видового состава прокариотической архейской биоты, которая включала синезеленые водоросли (цианобактерии) и бактерии. Микробиоты синезеленых водорослей явились главным источником ОВ в раннем докембрии, которое впоследствии было метаморфизовано и превращено в графит. Остатки прокариотической биоты в настоящее время хорошо известны во многих местах развития углеродистых, карбонатных и железистых пород раннего архея.

В архее фиксируется формирование первых плагиогранитов, основных и кислых вулканитов и сложно построенных складчатых систем неориентированного направления, а также древнейших водно-осадочных пород — карбонатных толщ, железистых кварцитов, полосчатых железных руд, углеродсодержащих образований, ассоциирующих с вулканогенными толщами. Этот этап характеризуется интенсивной вулканической деятельностью, где основные и кислые вулканиты перемежаются друг с другом.

Раннепротерозойская биота обладала большим таксономическим и морфологическим разнообразием, а продуктивность ее возросла во много раз. Накопление тонкотерригенных осадков в прибрежно-морских зонах морских бассейнов способствовало быстрой фоссилизации и аккумуляции ОВ в значительных объемах, появлению новых родовых и видовых таксонов одноклеточных водорослей, что способствовало значительной концентрации ОВ в породах углеродистой формации. В раннем протерозое началась морфологическая и экологическая дифференциация прокариот, включающих нитчатые и колониальные формы; вероятно, появились первые эукариоты с клеточными ядрами. Органические остатки выявлены в отложениях хашевато-завальевской и кошаро-александровской свит Днестровско-Бугского района, чечелевской и родионовской свит Ингуло-Ингулецкого района, скелеватской, саксаганской и гданцевской свит Среднеприднепровского района. В состав комплекса прокариотических организмов, кроме таксонов, отмечавшихся в архейском комплексе, входят [Белокрыс, Мордовец, 1968; Вологдин, Стрыгин, 1969; Снежко, 1974, 1980; Лазуренко, 1978; Михницкая, Моськина, 1981; Тимофеев, 1982; и др.]: *Offaus* Laz., *Diclinus* Laz., *Odessicus* Laz., *Sporonites* Pot., *Mucostroma* Vol., *Lyngbiopsis* Snezh. et Rask, *Ocridosphaeridium* Tim., *Ingulecia* Tim. и др. Систематическое положение отмеченных форм неясно, но все они отличаются небольшими размерами, незначительным морфологическим разнообразием и принадлежали, вероятно, как и архейские организмы, выявленные в более древних отложениях Украинского щита, к планктонным организмам.

В целом, графитсодержащие и карбонатные образования раннего протерозоя содержат значительное количество микрофоссилий, среди которых преобладали простейшие сфероморфиды, остатки фоссилизированных синезеленых водорослей и продукты их жизнедеятельности в виде онколито-

подобных образований, многочисленные колонии железобактерий, бактериевидные организмы и битуминозное вещество.

Для архейско-нижнепротерозойских толщ характерно метаморфизованное древнейшее ОВ, представляющее собой свободный углерод в виде графита или графитита с небольшим количеством органических соединений. В раннем протерозое были эпохи интенсивного накопления фитопланктонного ОВ с концентрацией его в породах до 10–20 и даже 30%. Морфологически углеродистое вещество (графит) встречается в виде тонких удлиненных чешуек и их скоплений, вытянутых по сланцеватости или слоистости пород, а также образует тонкие прожилки, нитевидные и линзовидные прослои, иногда отдельные гнезда, скопления или хлопьевидные выделения. Часто углеродистое вещество находится в виде мелкой рассеянной вкрапленности, достаточно равномерно распределенной по всей породе. В архейско-протерозойских образованиях углеродистое вещество в соответствии с классификацией Св.А. Сидоренко [Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В. 1975] представлено тремя морфогенетическими типами: точечным тонкодисперсным; межзерновым (межкристаллическим), отдельными крупными выделениями; трещинным и микротрещинным, которые связаны друг с другом постепенными переходами.

Весьма показателны для рассматриваемых отложений соотношения различных форм углерода (таблица). Химические анализы на формы углерода выполнены в лаборатории осадочных пород ИГН АН УССР (аналитик Н.Я. Соколова). В графит-биотитовых гнейсах кошаро-александровской, родионовской и темрюкской свит раннего протерозоя содержание общего углерода варьирует в широких пределах — от 0,5 до 20–30%. По содержанию органического углерода изученные образования неравноценны. Максимальное количество $C_{орг}$ содержат графитоносные гнейсы и сланцы, минимальное — кальцитовые и доломитовые мраморы, доломиты, кальцифиры (см. таблицу). Карбонатная составляющая углерода большей вес имеет в породах, обогащенных карбонатом, где составляет 5,9–9,66%.

Для раннего протерозоя характерно развитие линейных синклиналей и троговых структур и локализация куполов в определенных зонах. В составе нижнепротерозойских образований имеются как платформенные, так и миогеосинклинальные осадочные толщи (бугская, центральноприазовская, тетеревская, ингуло-ингулецкая и криворожская серии), включающие углеродистые, карбонатные, железисто-кремнистые и другие образования, ассоциирующие с вулканогенными толщами.

В конце раннего — начале позднего протерозоя биота обогатилась бентосными фотосинтезирующими организмами, которые заселяли прибрежное мелководье, формируя микрофитолиты разнообразного морфологического облика. Остатки таких организмов наряду с остатками планктонных форм многочисленны в образованиях глееватской свиты Среднеприднепровского района [Снежко, 1974, 1980; Тимофеев, 1982]: *Coricum* (?) *eligerum* Biel et Mord., *Protospira strygini* Vol., *Aseptalia ukraina* Vol., *Solius zonata* Snezh., *Osagia sacsaganica* Snezh. Накопление ОВ в этот период происходило весьма быстрыми темпами, а остатки микрофитолитов, представленные главным образом онколитами и катаграфиями, могли играть породообразующую роль.

Соотношение различных форм углерода в докембрийских породах Украинского щита

Место отбора образца	Порода	Формы углерода, %		
		CO_2 общ	CO_2 орг	CO_2 карб
Побужский район, кошаро-александровская свита, пос. Завалье	Гнейс графитовый	8,65	1,13	4,47
	Кальцифир	6,92	0,56	4,84
Западно-Ингулецкий район, родионовская свита:	с. Желтое	9,68	1,03	5,90
	с. Петрово	7,86	1,15	6,71
Приазовский район, темрюкская свита:	хут. Вишняки	11,07	0,84	7,95
	пос. Ильичевский	13,14	2,07	5,53
Вольнский район: городская свита	Гнейс графит-биотитовый	1,71	1,41	0,30
	кочеровская свита	9,72	0,06	9,66
Юго-западный склон Украинского щита:	Сланец с органическим веществом	1,73	0,09	1,39
	Ярышевская свита, с. Серебряя	5,53	0,47	3,77
То же с. Бернашевская	То же	2,42	0,18	1,76
	с. Зиньков	2,42	0,18	1,76
низы колоссских слоев, с. Миньковцы	даниловская свита,	1,38	0,09	1,02
	с. Соколец	1,38	0,09	1,02
жарковская свита, с. Кулешовка	крушановская свита,	1,38	0,09	1,02
	с. Кулешовка	1,73	0,09	1,39
студенецкая свита, с. Каниловка	студенецкая свита,	1,73	0,09	1,39
	с. Каниловка			

Биота раннего протерозоя обладала высокой биопродуктивностью, таксономическим и морфологическим разнообразием, значительным коэффициентом фоссилизации, что способствовало накоплению и концентрации ОВ в породах углеродистой формации.

В венде происходило формирование качественно новых групп организмов — многоклеточных фотосинтезирующих продуцентов и мягкотелых животных организмов — консументов. Начало венды (650 млн. лет) — это важный биостратиграфический рубеж, охарактеризованный находками в породах разнообразных бесскелетных беспозвоночных форм, расцветом фитопланктона и вендотениевой флоры — лентовидных водорослей. Ста-

новится больше известковых водорослей. Начинается процесс хитинизации и минерализации покровных оболочек Metazoa. Биологическая продуктивность водорослей — планктонных и бентосных — возросла во много раз по сравнению с раннепротерозойским этапом, их незначительная утилизация животными организмами и быстрое захоронение в тонкотерригенных осадках способствовали хорошей сохранности остатков в виде многочисленных скоплений на плоскостях наслоения пород. Для этого периода характерны многоклеточные водоросли Eoholynides Gnil, Vendotaenides Gnil, многочисленные таксоны микро- и макропланктонных водорослевых и мягкотелых медузоидных организмов. Их остатки приурочены к вендским отложениям, развитым на юго-западном склоне Русской платформы.

ОВ в черных сланцах калюсских слоев венда (нагорьянская свита) Среднего Приднестровья представлено бурыми обугленными обрывками растительной ткани и тоненькими пленками битуминозного вещества [Зелизна и др., 1981]. Содержание ОВ в этих породах колеблется в широком интервале — от десятых долей процента до 1%. Встречаются маломощные битуминозные прослойки, в которых $C_{орг}$ достигает 20%. Содержание $C_{общ}$ варьирует от 1,4 до 5,5%, карбонатного — от 1,02 до 3,8%.

Водорослевый органический материал при благоприятных физико-химических условиях является главным источником углеводородов нефтяного и газового ряда в некоторых районах Сибирской и Русской платформ. Не исключается возможность образования и накопления аналогичных соединений в верхнепротерозойских отложениях Украинского щита.

Развитие органического мира в докембрии щита происходило в постепенно нарастающем темпе с наличием эволюционных взрывов, которые взаимосвязаны с геотектоническими перестройками земной коры и границами геологических систем. К настоящему времени палеонтологически охарактеризована только небольшая часть докембрийского разреза. Выявленные в породах щита органические остатки представляют лишь небольшую часть того многообразия форм органического мира, который был развит в бассейнах осадконакопления. Значительное развитие углеродистых и углеродсодержащих образований, определяющим элементом которых является углерод, свидетельствует о широком распространении органической жизни, в частности ее водорослевой составляющей — основного продуцента ископаемого ОВ в докембрии.

Л и т е р а т у р а

Белокрыс Л.С., Мордовец Л.Ф. Растительные остатки из криворожского докембрия. — Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 1, с. 196–199.

Вологдин А.Г., Стрыгин А.В. Открытие остатков организмов в верхней свите криворожской серии докембрия Украины. — Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 1, с. 446–449.

Зелизна С.Т., Федущак М.Ю., Монах Я.С., Атаманюк Н.И. Геохимия черных сланцев венда юго-западного склона Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Проблемы осадочной

геологии докембрия. М.: Наука, 1981, вып. 7, с. 27–31.

Лазуренко В.И. Наиболее распространенные ископаемые микроорганизмы из кристаллических пород докембрия юго-западного склона Украинского щита. — Геол. журн., 1978, № 6, с. 78–87.

Михницкая Т.П., Моськина О.Д. Находки микрофоссилий в бугской серии Украинского щита. — Докл. АН УССР, 1981, № 2, с. 33–36.

Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В. Органическое вещество в осадочно-мо-

таморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 115 с.

Сидоренко Св.А., Теняков В.А., Голубев В.С. К эволюции живых систем и периодичности накопления биолитогенных образований в докембрии. — Докл. АН СССР, 1984, т. 276, № 4, с. 943–946.

Снежко А.М. Докембрийские микроорганизмы из пород криворожской и

ингулецкой серий и их значение для возрастных корреляций: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Киев, 1980. 26 с.

Тимофеев Б.В. Микрофитофоссилии раннего докембрия. Л.: Наука, 1982. 86 с.

Сніжко А.М. Знахідки онколітів і катаграфій у верхній світі криворізької серії. — Докл. АН УРСР. Сер. Б, 1974, № 7, с. 595–599.

УДК 546.26:547 (552.5+552.4)

Св.А. СИДОРЕНКО, В.А. ТЕНЯКОВ

ОРГАНИЧЕСКИЙ УГЛЕРОД В ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ДОКЕМБРИЯ (НОВЫЕ ДАННЫЕ)

В 1968 г. мы впервые осуществили попытку на оригинальном материале дать оценку распространенности биогенного углерода в углеродсодержащих осадочно-метаморфических породах докембрия [Сидоренко А.В., Сидоренко Св.А., 1968]. В 1975 г. мы вернулись к этой проблеме [Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В., 1976]; при этом компилятивно был обобщен весь накоп-

Т а б л и ц а 1

Распространенность биогенного углерода в основных и других типах углеродсодержащих ($C_{орг}$ 1–10%) осадочно-метаморфических пород докембрия

Породы	$C_{орг}$ %	
	пределы значений	среднее
Основные типы пород		
Песчаники, кварциты (паракварциты) (XX)	1,93–5,05	2,19
Сланцы (глинистые сланцы) (XXX)	1,01–9,14	5,87
Карбонаты (известняки, доломиты, мраморы и т.п.) (XX)	1,89–7,63	3,13
Гнейсы (парагнейсы) (XX)	1,24–8,39	4,70
Среднее (XXX)		
Другие типы пород		
Сланцы кианитовые (XX)	1,54–2,27	1,89
Сланцы шунгитовые (XX)	3,80–8,84	7,66
Гранулиты (парагранулиты) (X)	1,12–1,44	1,29

Примечание: В табл. 1 и 2 римские цифры в скобках — порядок числа анализов, учтенных в расчетах: X — десятки, XX — сотни, XXX — тысячи.

Таблица 2

Распространенность биогенного углерода в основных и других типах обычных ($C_{орг}$ до 1%) осадочно-метаморфических пород докембрия

Породы	$C_{орг}$, %		
	пределы значений		среднее
Основные типы пород			
Песчаники, кварциты (паракварциты) (XX)	—	0,41	0,17
Сланцы (глинистые сланцы) (XXX)	0,08	0,86	0,32
Карбонаты (известняки, доломиты, мраморы и т.п.) (XXX)	0,03	0,53	0,23
Гнейсы (парагнейсы) (XX)	0,05	0,49	0,25
Среднее (XXX)			0,26
Другие типы пород			
Аркозы (X)	—	0,13	0,05
Амфиболиты (параамфиболы) (X)	0,04	0,66	0,12
Гранулиты (парагранулиты) (X)	0,01	0,77	0,09

ленный к тому времени аналитический материал многих других авторов. В 1981 г. [Сидоренко, 1981] эта оценка учитывала уже многие тысячи определений углерода в первично-осадочных породах докембрия. Наконец, в 1984 г. на Всесоюзном семинаре по эволюции нефтегазообразования в истории Земли [Сидоренко, Теняков, 1984] и на 27-м Международном геологическом конгрессе [Сидоренко, 1984] на новом оригинальном материале и с учетом многих тысяч ранее не учтенных и новых определений органического углерода ($C_{орг}$) ряда советских и зарубежных исследований [Проблемы..., 1981; и др.] нами были отдельно рассчитаны величины

Таблица 3

Расчет массы биогенного углерода в осадочно-метаморфических породах докембрия

Осадочно-метаморфические [Ронов, Ярошевский, 1976]		Углеродсодержащие			
		(Сидоренко [1981]; Сидоренко, Теняков [1984], с учетом новых данных и новых расчетов авторов)			
% от объема "гранитной" оболочки	масса, г	% от всех осадочно-метаморфических пород	масса, г	$C_{орг}$, %	масса $C_{орг}$, г
51,5	$4,1 \times 10^{24}$	10	$0,4 \times 10^{24}$	4,67	$186,8 \times 10^{20}$

средней распространенности $C_{орг}$ в углеродсодержащих и в обычных осадочно-метаморфических породах докембрия. Так, последовательно мы приближались ко все более точным цифрам, описывающим своего рода "кларк" биогенного углерода в докембрийских осадках.

В последнее время стали известны новые данные по содержанию органического углерода в углеродсодержащих и обычных осадочно-метаморфических породах докембрия Канадского щита [Sameton, Jonasson, 1972], Европейской части СССР [Закруткин, 1982], Свазиленда (Южная Африка), района Исуа (Юго-Западная Гренландия) [Schidlowski, 1982], группы Хамерсли (Западная Австралия) (Hayes et al, см.: [Schidlowski, 1982]). Ряд новых определений и новых не учтенных нами данных других исследователей по $C_{орг}$ принесли работы С.О. Фирсовой и В.Т. Сафронова по органическому веществу в докембрии. Обширная новая региональная информация по распространенности $C_{орг}$ в докембрийских породах Кольского региона дана в двух наших работах [Предовский и др., 1981, 1985].

Всего за последнее время нами учтено дополнительно еще более 5000 анализов органического вещества в докембрийских осадках.

Обобщение всего обширного массива известных и новых данных позволило несколько уточнить наши более ранние расчеты и представить существенно новую информацию о распространенности биогенного углерода в углеродсодержащих и обычных осадочно-метаморфических породах докембрия (табл. 1, 2). Приведенные средние значения были рассчитаны как средневзвешенные в зависимости от числа анализов в отдельных массивах данных разных авторов по тем или иным породам (или осадкам в целом) из определенных локальных мест или из регионов. В приведенных таблицах показан лишь порядок обобщенных (учтенных) анализов, а не точное число их. Однако, учитывая обилие так или иначе сведенной аналитической информации и охватываемость ею исключительного количества регионов, районов и проявлений конкретных литологических типов пород, мы расцениваем рассчитанные "средние" данные как достаточно надежные и приближающиеся к реально наиболее часто встречающимся величинам распространенности $C_{орг}$ в породах докембрия.

Средние величины распространенности биогенного углерода для основ-

Обычные				Общая масса $C_{орг}$ в осадочно-метаморфических породах, г
(Сидоренко [1981]; Сидоренко, Теняков [1984], с учетом новых данных и новых расчетов авторов)				
% от всех осадочно-метаморфических пород	масса, г	$C_{орг}$, %	масса $C_{орг}$, г	
90	$3,6 \times 10^{24}$	0,26	$93,6 \times 10^{20}$	$280,4 \times 10^{20}$

Н.А. ЕРЕМЕНКО

ИСТОЧНИКИ ЭНЕРГИИ ЦИКЛОВ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ

В соответствии с органической теорией происхождения нефти залежи нефти и газа представляют собой скопления захороненной солнечной энергии в земной коре. Однако насколько справедливо это утверждение? Диссипация, рассеивание энергии в условиях земной коры, происходит самопроизвольно, обратный процесс — концентрация энергии требует затраты работы, соответственно определенных условий (обстановки, носителей и источников энергии). С этих позиций возникает вопрос, возможно ли объяснить образование залежей нефти и газа исключительно за счет рассеивания солнечной энергии, ранее накопленной в органическом веществе (ОВ)? Свободная (химическая) энергия нефти и углеводородов (УВ), составляющих ее основную массу, рассчитанная на грамм-молекулу, во много раз превосходит соответствующую энергию ОВ. Казалось бы, что исходя из принципа диссипации солнечной энергии в земной коре нельзя объяснить образование нефти из ОВ. Для преодоления этого противоречия А.Ф. Добрянский [1948] предложил принцип перераспределения энергии в сложной системе ОВ. В соответствии с этим принципом на фоне общего падения энергии в системе ОВ и роста ее энтропии внутри системы происходит перераспределение энергии. С одной стороны, накапливается некоторое количество высоко энергетически насыщенных соединений типа УВ, а с другой — образуется масса веществ с низким уровнем свободной энергии — H_2O , CO_2 и высококонденсированные соединения углерода — в пределе графит. Этот принцип был развит последователями А.Ф. Добрянского (П.Ф. Андреев, С.М. Григорьев и многие другие) и получил всеобщее признание. Однако возникают два обстоятельства, осложняющих решение вопроса.

Первое обстоятельство заключается в скорости самопроизвольного процесса. Скорость очень мала и, по мнению некоторых исследователей [Конторович, 1976; Высоцкий, 1976], может составлять миллиарды лет. Объяснение существования известных залежей нефти и газа возможно только за счет более быстро протекающих процессов, скорость которых по крайней мере соизмерима со скоростью накопления осадочных толщ и их литогенезом. В качестве аксельатора самопроизвольного процесса обычно используется эндогенное тепло. Таким образом, возникла катагенная теория образования нефти, развитая в трудах Н.Б. Вассоевича и др. [1976], Б. Тиссо и Д. Вельте [1981], А.Э. Конторовича [1976], А. А Карцева [1969] и многих других.

Весь процесс преобразования ОВ протекает достаточно длительно, о чем свидетельствует наличие битумоидов и УВ в древних осадочных толщах. Вряд ли он протекает равномерно. На его скорости должно сказываться качественное различие ОВ, огромные потери энергии за счет микробиологических процессов в начальных стадиях процесса и, наконец, воздействие на процесс других источников энергии, в том числе теплового. Вероятно, во времени в этом процессе существуют наиболее интенсивные этапы, которые могут быть названы "главной фазой" или, скорее всего, "главными

ных типов пород — для углеродсодержащих и для обычных (см. табл. 1, 2) — рассматривались на основе данных А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского [1976] об объемах основных типов первично-осадочных пород докембрия. При этом были приняты следующие числовые пропорции между ними: гнейсы: сланцы = 3:1, песчаники: карбонаты = 2,5:1, (Σ гнейсы + сланцы) : (Σ песчаники + карбонаты) = 6,9:1. Вновь рассчитанные величины составили для углеродсодержащих и обычных пород соответственно 4,67 и 0,26%.

Получение новых уточненных данных о распространенности биогенного углерода в докембрийских осадочно-метаморфических породах позволяет существенно уточнить и ранее полученную величину массы $C_{орг}$ в докембрии [Сидоренко, Теняков, 1984] и соотношение ее с массой органического углерода, захороненного в фанерозойских осадках (91×10^{20} г) [Ронов, 1976]. Так становится очевидным (табл. 3), что в докембрии заключено как минимум втрое больше органической субстанции ($280,4 \times 10^{20}$ г), чем ее несут постдокембрийские рыхлые чехлы континентов и осадки океанов и морей вместе взятые, в этот факт не мог не играть роль в генерации и миграции углеводородов в земной коре на самых разных этапах жизни осадков и осадочно-порodных бассейнов прошлого.

Литература

- Закруткин В.Е. Высокоуглеродистые формации раннего докембрия Европейской части СССР. Ростов н/Д: Изд-во РГУ, 1982. 286 с.
- Предовский А.А., Сидоренко Св. А., Мележик В.А. и др. Углеродистые отложения докембрия Кольского региона (к эволюции парагенных ассоциаций). — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981.
- Предовский А.А., Сидоренко Св.А., Мележик В.А. и др. Парагенез углеродистых пород и особенности распределения органического углерода в метаосадочных толщах докембрия Кольского региона. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1985, вып. 9, с. 71—86.
- Проблемы осадочной геологии докембрия: Углеродистые отложения и их рудоносность. М.: Наука, 1981, вып. 7, кн. 1. 214 с.; кн. 2. 259 с.
- Ронов А.Б. Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода). — Геохимия, 1976, № 8, с. 1252—1277.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Новая модель химического строения земной коры. — Геохимия, 1976, № 12, с. 1763—1794.
- Сидоренко А.В., Сидоренко Св.А. О распространенности предположительно биогенного углерода в докембрии. — Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 1, с. 181—184.
- Сидоренко Св.А. Органический углерод в седиментогенных породах и циклах. — В кн.: Всесоюз. совещ. по геохимии углерода: Тез. докл. М., 1981, с. 184—187.
- Сидоренко Св. А. Жизнь в докембрии в свете современных данных по органическому веществу. — В кн.: Геология докембрия: 27-й МКК. Секция С.05. Доклады. М.: Наука, 1984, т. 5, с. 86—92.
- Сидоренко Св. А., Сидоренко А.В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 114 с.
- Сидоренко Св. А., Теняков В.А. О соотношении масс биогенного углерода в докембрии и фанерозое (к потенциалу нефтегазоносности докембрия). — В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли: Тез. докл. IV Всесоюз. семинара. М.: Изд-во МГУ, 1984, с. 56.
- Cameron E.M., Jonasson T.R. Mercury on Precambrian Shales of the Canadian Shield. — Geochim. et Cosmochim. acta, 1972, vol. 36.
- Schidlowski M. Carbon in sediments, Mineral deposits and evolution of the biosphere, Springer-Verlag. Berlin—Heidelberg—New York, 1982, p. 103—122.

фазами". Вероятно, такие фазы в осадочных бассейнах имеют свои конкретные температурные интервалы, которые, однако, не могут быть перенесены в другую обстановку. Таким образом, термодинамически разрешенный самопроизвольный процесс образования УВ из ОВ в земной коре наверняка протекает под существенным воздействием на него внешних источников энергии. Рассматривая акселерацию процесса как передачу энергии с одного носителя другому, приходится констатировать, что даже рассеянные в породах УВ не являются носителем исключительно захороненной солнечной энергии, в их образовании участвовали и другие источники энергии.

Второе обстоятельство, осложняющее применение принципа А.Ф. Добрянского и общей теории образования залежей нефти и газа, заключается в форме распространения продуктов преобразования ОВ. В соответствии с наиболее распространенными взглядами продукты преобразования ОВ оказываются в породе (нефтематеринской) в рассеянном состоянии. Для удаления их из этих пород (первичная миграция), соединения в начальные скопления нефти и газа (первичная аккумуляция), перемещения в ловушки (вторичная миграция) и образования, наконец, промышленных скоплений требуется дополнительная работа. Для этого необходимы дополнительные источники энергии. Таким образом, в формировании энергетического потенциала залежей нефти и газа, помимо солнечной энергии, участвовали и другие источники энергии.

Было бы крайне заманчиво найти единый подход к рассмотрению цикла нефтегазообразования в целом. В этом отношении представляется целесообразным распространить энергетический подход, предложенный А.Ф. Добрянским для одной из стадий цикла, на весь цикл с применением системного подхода. Следует рассматривать систему порода — ОВ — вода в процессе литогенеза. Все компоненты этой системы претерпевают существенные изменения, сложно взаимодействуя между собой. Осадки превращаются в различные типы пород: ОВ преобразуется в различные газообразные, жидкие и твердые дериваты, вода существенно изменяет свой состав и соответственно физико-химические свойства. Таким образом, во времени в изначально взятой системе осадок — ОВ — вода может быть выделено множество подсистем. Как и ранее [Еременко, 1983], ограничимся рассмотрением следующих трех подсистем: осадок — ОВ — вода, материнская порода — активные¹ продукты преобразования (АПП) ОВ — вода, резервуары — нефть (газ) — вода.

Рассмотрение вопроса о возможности приложения тех или иных видов энергии следует начать с анализа физического состояния системы и ее компонентов. Наименее изученным и в то же время наиболее существенным является состояние ОВ и его продуктов превращения. Можно предположить в системе следующие состояния ОВ и продуктов его превращения: агрегаты ОВ и затем керогена в пустотах, сорбированное на поверхности минералов, в последующем продукты преобразования ОВ на керогене, связанное со структурой породы, растворенное в воде в виде отдельных капель (нефти) и пузырьков (газа), скоплений нефти и газа. На протяжении всего цикла нефтегазообразования возможен расход энергии на осу-

¹ Понимаются только те продукты превращения ОВ, которые в дальнейшем непосредственно участвуют в образовании нефти.

ществление следующих процессов (по отношению к среднему члену системы): 1) преодоление энергии — энергетического порога — для самопроизвольных реакций превращений ОВ; 2) увеличение скорости реакций (увеличение кинетической энергии молекул); 3) разрыв сорбционных связей; 4) разрушение структуры породы и освобождение связанного ОВ; 5) разрушение молекулярных связей в керогене; 6) разрушение молекулярных связей в образующихся молекулах; 7) реакции синтеза углеводородов; 8) первичная миграция; 9) вторичная миграция; 10) аккумуляция первичная; 11) аккумуляция вторичная; 12) разрушение залежей нефти и газа.

Все эти процессы протекают в условиях воздействия на них различных силовых полей Земли. Последние иногда могут оказывать непосредственное воздействие на ОВ системы (например, тепловые и гравитационные поля), а иногда обуславливают или существенно влияют на проявления тех или иных процессов. Собственно, обычно исследуются процессы с последующим заключением (к сожалению, далеко не всегда) об источнике энергии. Поэтому в приводимом ниже перечне как источники энергии указаны не только естественные поля Земли, но и различные экзотермические процессы, протекающие в осадочной толще.

Источники энергии

<i>внутренние по отношению к системе порода — ОВ — вода</i>	<i>внешние по отношению к системе порода — ОВ — вода</i>
Микробиологические процессы (?)	Тепловое поле Земли (+?)
Химическая энергия ОВ (+?)	Гравитационное поле Земли (+?)
Радиоактивность (+)	Магнитное поле Земли (?)
Уплотнение пород (глинистых) (—), уменьшение поверхности (+)	Тектонические процессы — возмущение "покоя" земной коры — активизация различных источников энергии, в том числе:
Упругая энергия	а) перепад давлений (?)
Гидродинамические процессы	б) перепад температур (+?)
Кристаллизация и перекристаллизация (карбонаты, монтмориллонит и, возможно, др.) (+)	в) геодинамическое уплотнение (и разуплотнение) (+)
Другие экзотермические реакции в процессе литогенеза (?)	г) сейсмичность (+)
	Вторичные (наведенные) электрические поля (+?)
	Гидродинамические процессы (—)
	Космические излучения (?)
	Радиоактивность (?)

Примечание. В скобках отражена возможность образования свободных радикалов.

В условиях земной коры все упомянутые источники энергии сложно взаимодействуют между собой, иногда обуславливая и контролируя друг друга и в сумме определяя направленность процесса. Воздействие различных видов энергии на рассматриваемую систему и отдельные ее компоненты изучены в общем слабо и неравномерно. Источники энергии по отношению к системе порода — ОВ — вода можно подразделить на внутренние и внешние [Еременко, 1983]. Преимуществом внутренних источников энергии является их воздействие в объеме системы. Внутренние источники энергии не могут повысить общий уровень системы в целом, но оказывают решающее влияние на перераспределение энергии внутри системы.

В настоящей краткой статье нет возможности подробно рассмотреть

вероятное воздействие каждого энергетического фактора на ранее упомянутые процессы, протекающие в системе. Говоря о внутренних источниках энергии, можно отметить относительно хорошую изученность только микробиологических процессов. На основании проведенных исследований можно утверждать или предполагать участие этого энергетического фактора по крайней мере в восьми из 12 упомянутых выше процессах: в 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7 и 12-м. В целом микробиологические процессы резко снижают уровень энергии среднего члена системы. Вряд ли они принимают существенное участие в процессах 8–11.

Вопрос о химической (свободной) энергии ОВ достаточно подробно изложен в работах А.Ф. Добрянского и его учеников. Безусловно участие этого вида энергии в процессах 3, 5, 6 и вероятно в процессе 7. Кроме того, выделяющееся при этом тепло может оказать воздействие и на другие процессы. Так, по мнению С.М. Григорьева [1954, с. 96], "реализация энергии органического вещества происходит в наибольших количествах в толщах осадочных накоплений бассейнов горючих ископаемых, поэтому наиболее естественно в этом явлении видеть причину повышенного температурного градиента в бассейнах горючих ископаемых".

Радиоактивность приводится как среди внутренних, так и среди внешних источников энергии. Причины этого, равно как и образование свободных радикалов и неперелых УВ, рассмотрены ранее [Еременко, 1983]. Участие радиоактивного источника энергии возможно в процессах 1–3, 5–7, в остальных процессах участие этого вида энергии маловероятно.

Уплотнение пород возникает как следствие геостатической нагрузки (гравитационное поле Земли и процессы седиментогенеза), динамического воздействия (тектонические процессы – сейсмичность) и различных литогенетических процессов. Здесь важно отметить наличие минимум двух механизмов: уменьшение объема пор (влияние на процессы 8, 9 и 12) и уменьшение поверхности минералов (главным образом глинистых) с выделением большого количества энергии. По мнению Н.Ф. Швецова [1974], в случае реализации этой поверхностной энергии через тепло ее достаточно для разогрева осадочной толщи на 100°С. По мнению Э.М. Галимова [1973], запас свободной поверхностной энергии твердой фазы для глинистых пород по порядку величины сопоставим с энергией, поглощаемой эндотермическими реакциями синтеза УВ. Соответственно можно предположить влияние этого фактора на процессы 1–9 и особенно на процесс 3. Уменьшение объема пор породы приводит к вытеснению флюидов из пор, к изменению гидродинамических напоров (элизионный или эксфильтрационный режим) и накоплению упругой энергии. Именно с элизионным гидродинамическим режимом многие исследователи связывают решение весьма дискуссионной проблемы первичной миграции (процесс 8). Хотелось бы отметить, что влияние этого фактора отчетливо заметно уже на самых ранних стадиях цикла нефтегазообразования, как это убедительно показано в работе Л.А. Назаркина [1979]. Упругая потенциальная энергия накапливается скелетом породы и заключенными в ней флюидами как вследствие уплотнения пород (гравитационное поле Земли), так и при определенных условиях за счет градиентов температуры (тепловое поле Земли) и давления. Реализация упругой энергии может осуществлять механическое перемещение флюидов в процессах первичной и вторичной

миграции (процессы 8, 9) и способствовать разрушению залежей (процесс 12). Упругая энергия обеспечивает существование необходимых условий для взаимного растворения флюидов при соответствующей термобарической обстановке. Тем самым создается возможность переноса жидких УВ и некоторых упругих продуктов разрушения ОВ в сжатых газах по механизму, теоретически и экспериментально обоснованному в работах Т.П. Жузе.

Эндотермическая природа процессов кристаллизации и перекристаллизации карбонатных и глинистых пород хорошо известна. В прекрасной книге Н.А. Минского [1975] на лабораторных экспериментах и полевых наблюдениях показано влияние перекристаллизации карбонатных пород на химический состав и миграцию заключенного в них ОВ. В глинистых породах существенная роль принадлежит, по-видимому, гидрослюдизации монтмориллонита, как это отмечено в целом ряде работ [Зхус и др., 1977; Еременко и др., 1980; Саидходжаев, 1979; Хитаров, Пугин, 1966; и др.]. Высвобождающаяся в этих процессах энергия безусловно реализуется в процессе первичной миграции (процесс 8). Установленное экспериментально и в полевых исследованиях превращение ОВ и новообразование УВ указывает на вероятное воздействие этого вида энергии и на другие процессы (1–7), однако механизм происходящих при этом превращений не изучен.

В природе в процессе литогенеза известны и другие экзотермические реакции [Лебедев, 1957], однако возможное их участие в рассматриваемых процессах пока никем не изучалось.

Обращаясь к источникам энергии, нетрудно заметить, что принцип иерархии при их рассмотрении не соблюден. На одном уровне находятся как крупные планетарные и даже космические явления, так и обусловленные ими вторичные, относительно мелкомасштабные процессы. Как видно из предыдущего текста, многие внутренние источники генетически обусловлены внешними источниками энергии. Безусловно, можно утверждать, что все упомянутые источники энергии своим происхождением обязаны солнечной и планетарной энергиям, а последние, в свою очередь, являются детищем космической энергии. В нашу задачу не входило создание иерархической схемы источников энергии в земной коре, хотя это и вполне выполнимо. В данной работе рассматривается непосредственное влияние различных источников энергии на выбранную систему породы – ОВ – вода, на осуществление в ней определенных процессов.

Из всех известных силовых полей Земли наиболее детально изучено влияние на рассматриваемую систему теплового поля через градиент температур. Установлено непосредственное влияние этого источника энергии на процессы 1–7 и 12 при погружении залежей на большую глубину. Предполагается такое же влияние и на процессы 9–11, однако этот вопрос изучен значительно хуже.

Все существующие схемы формирования залежей нефти и газа предусматривают механизм дифференциации флюидов по плотностям в гравитационном поле (процесс 9). Но может ли гравитационное поле оказать влияние на другие процессы, остается пока неизвестным. Сопоставление характера гравитационного поля Земли с особенностями распространения залежей нефти и газа указывает на некоторое тяготение последних к грави-

тационным минимумам. Это явление, скорее, можно объяснить зависимостью того и другого от особенностей строения земной коры, чем непосредственным влиянием гравитационного поля на рассматриваемые процессы (кроме процесса 9). Исследования советских космонавтов показали, что в условиях невесомости многие технологические и физико-химические процессы приобретают здесь свои отличительные черты. Но пока остается неизвестным, как это может сказаться на интересующих нас явлениях.

Можно упомянуть о весьма интересных исследованиях, проводимых геофизической (В.А. Сидоров) лабораторией и лабораторией физико-химических процессов нефтяного пласта и миграции нефти (Т.П. Сафронова) ИГиРГИ. Этими исследованиями при наблюдении за интенсивностью современных подвижек у разломов констатируется одновременное изменение не только гравитационного и магнитного полей, но и химической композиции нефтей, газов и битумоидов. Накопленного материала пока недостаточно для далеко идущих заключений.

Еще меньше известно о воздействии магнитного поля Земли на интересующие нас процессы, хотя сам факт этого воздействия на некоторые химические реакции не вызывает сомнения [Бучаченко, 1980]. Ранее [Галимов, 1973] указывалось на ведущую роль активных радикалов в процессах превращения ОВ. В этом случае вполне достаточно оснований для утверждения, что на некоторые из рассматриваемых процессов должны оказывать существенное влияние не только магнитное поле, но и спонтанные электрические поля, возникающие в земной коре.

Тектонические движения вызывают возмущение "покоя" земной коры, активизацию различных источников энергии. Но нас в данном случае, как и ранее, интересует непосредственное, механическое воздействие тектонических движений на различные процессы в цикле нефтегазообразования. Таким образом, представляется целесообразным кратко остановиться на геодинамическом уплотнении и сейсмичности. Сама по себе возможность механического воздействия на химические реакции, в том числе протекающие в органических соединениях, не вызывает сомнений [Жаров, 1973, 1978; Тальрозе, 1981]. Механическое воздействие тектонических движений в цикле нефтегазообразования обычно рассматривалось лишь в плане перемещения в пространстве скоплений нефти и газа со всеми вытекающими отсюда последствиями. Приуроченность наиболее богатых нефтегазоносных бассейнов к активным зонам земной коры отмечалась в литературе неоднократно [Высоцкий, 1976; Еременко и др., 1980; и др.]. О влиянии землетрясений на состав УВ указывалось в работах В.А. Соколова и Г.Г. Григорьева [1962]. Только в последние годы эти вопросы стали привлекать внимание ученых. Прежде всего следует упомянуть о работе под редакцией А.А. Бакирова и Э.А. Бакирова [Применение. . . , 1981], в которой констатируются химические изменения в составе УВ в связи с влиянием на них сейсмических волн, возбужденных ядерными взрывами. Механизм превращения ОВ в процессе геодинамических нагрузок основательно рассматривает Ю.А. Пещуха [Petzoukha, 1980]. Он предполагает превращение механической энергии в химическую через точечный тепловой эффект, возникающий на контактах зерен. Однако А.А. Жаров [1978] указывает, что в его экспериментах с превращениями ароматических соединений под воздействием стресса идея "горячих точек" не подтверждается.

Особенно большой вклад в решение рассматриваемого вопроса сделан сибирскими учеными [Трофимук и др., 1981; Черский, Царев, 1973]. Н.В. Черский и др. [1981] делают вывод: "Экспериментальные результаты, теоретические расчеты, геологические и геохимические данные позволяют рассматривать сейсмোটектонические процессы в качестве нового фактора, который наряду с температурой оказывает существенное влияние на реализацию всего комплекса процессов, происходящих в осадочных отложениях начиная с генерации углеводородов до формирования месторождений нефти и газа. Интенсивность преобразования ОВ, первичная и латеральная миграция углеводородов под воздействием этих факторов увеличивается во много раз. Эти положения дают основание для выделения гетерогенных нефтегазоносных бассейнов, содержащих высококомобильные и пассивные элементы, в качестве структур, имеющих оптимальные условия для формирования крупных зон нефтенакопления" (с. 36).

Особенность представлений упомянутых авторов выражена в разработанной ими гипотезе "непосредственного превращения основной части механической энергии в химическую в результате деформации электронных оболочек молекул (изменения межатомных расстояний, валентных углов и т.п.) и колебательного возбуждения валентных связей, что может приводить к их разрыву и возникновению чрезвычайно реакционноспособных частиц — свободных радикалов" [Там же]. В результате допускается возможность протекания при низких температурах (до 100°С) необратимых химических реакций преобразования ОВ, "запрещенных" для этих температур с позиций классической термодинамики.

Таким образом, геодинамическое уплотнение и сейсмичность могут рассматриваться как источники энергии, оказывающие существенное влияние на различные процессы в течение всего цикла нефтегазообразования. Возможное участие гидродинамической энергии в первичной миграции (процесс 8) упоминалось выше, существенная ее роль при инфильтрационном режиме на конечных стадиях цикла нефтегазообразования (процессы 9–12) широко известна.

Эндогенный радиоактивный поток в условиях верхних слоев земной коры чрезвычайно слаб и вряд ли может оказать существенное влияние на рассматриваемые процессы (его опосредственное влияние через тепловой поток уже упоминалось выше). По-видимому, то же самое следует сказать и о космических излучениях.

Приведенный краткий обзор источников энергии, воздействующих на систему пород — ОВ — вода в цикле нефтегазообразования, убеждает нас в том, что эндогенное тепло в этом случае не является единственным источником энергии, таких источников много, и воздействие их на рассматриваемую систему весьма разнообразно. Сравнивая между собой две выделенные группы источников энергии, внутренним источником энергии следует отдать предпочтение на первых этапах, а внешним — на последующих этапах цикла нефтегазообразования. Хотя, как упоминалось ранее, все источники энергии сложно взаимодействуют между собой и опосредственно в той или иной степени могут проявляться на всех этапах цикла нефтегазообразования. Автору представляется, что предлагаемый энергетический подход может позволить рассматривать весь цикл нефтегазообразования с единых позиций изменения уровня энергии системы породы — ОВ — вода в процессе ее историко геологических превращений.

Акрамходжаев А.М., Киришин А.В., Кушнир М.И. Еще раз о нефтеобразующем потенциале РОВ и его количественной оценке. — Узб. геол. журн., 1978, № 4, с. 89–91.

Бучаченко А.Л. Магнитные взаимодействия в химических реакциях. Физическая химия: (Современные проблемы). М.: Химия, 1980.

Вассоевич Н.Б., Колюхов А.И., Лопатин Н.В. Общее и особенное в образовании углей, нефтей и углеводородных газов. — В кн.: Горючие ископаемые. МГК. 25-я сес. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1976, с. 7–19.

Высоцкий И.В. Скорость и продолжительность формирования залежей нефти. — В кн.: Время формирования залежей нефти и газа. М.: Наука, 1976, с. 283–290.

Галимов Э.М. О новой химической модели процесса нефтегазообразования. — В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973.

Григорьев С.М. О процессах образования и свойствах горючих ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1954.

Добринский А.Ф. Геохимия нефти. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1948. 476 с.

Еременко Н.А. Возможные изменения уровня энергии в цикле нефтегазообразования. — Геология нефти и газа, 1983, № 3, с. 22–27.

Еременко Н.А., Красный Л.И., Лезин Л.Э., Лебедев Л.И. Нефтегазоносность Тихоокеанского подвижного пояса Тихого океана. — В кн.: Ресурсы энергетического сырья: Горючие ископаемые. МГК. 26-я сес. Докл. советских геологов. М.: Наука, 1980, с. 23–32.

Жаров А.А. Химические превращения под действием высоких давлений с деформацией сдвига. — ЖВХО, 1973, т. 18, № 1.

Жаров А.А. Изучение реакционной способности твердых органических веществ при их деформации в сжатом состоянии: Автореф. дис. . . . д-ра хим. наук. М., 1978. 46 с.

Зхус И.Д., Саркисян С.Г., Макарова Л.Н., Власова Л.В. Глинистые минералы терригенных отложений. М.: Наука, 1977.

Карцев А.А. Основы геохимии нефти и газа. М.: Недра, 1969. 266 с.

Конторович А.Э. Геохимические ме-

тоды количественного прогноза нефтегазоносности. М.: Недра, 1976.

Лебедев В.И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1957.

Минский Н.А. Формирование нефтеносных пород и миграция нефти. М.: Недра, 1975. 288 с.

Назаркин Л.А. Влияние темпа седиментации и эрозионных срезов на нефтегазоносность осадочных бассейнов. Саратов: Изд-во СГУ, 1979.

Применение подземных ядерных взрывов в нефтедобывающей промышленности/Под ред. А.А. Бакирова, Э.А. Бакирова. М.: Недра, 1981. 199 с.

Саидходжаев Ш.Г. Диагенетические и катагенетические предпосылки формирования нефтегазоматеринских свит. Ташкент: Фан, 1979. 152 с.

Соколов В.А., Григорьев Г.Г. Методика и результаты газовых, геохимических, нефтегазопоисковых работ. М.: Гостоптехиздат, 1962. 403 с.

Тальрозе В.Л. Физические методы стимулирования химических реакций. — В кн.: Советская химическая физика к 50-летию Ин-та химической физики АН СССР. М.: Наука, 1981.

Тиссо Б., Вельге Д. Образование и распространение нефти. М.: Мир, 1981.

Трофимук А.А., Черский Н.В., Царев В.П., Сороко Т.И. Новые данные по экспериментальному изучению преобразования ископаемого органического вещества с использованием механических полей. — Докл. АН СССР, 1981, т. 257, № 1, с. 207–211.

Хитаров Н.И., Пугин В.А. Монтмориллонит в условиях повышенных температур и давлений. — Геохимия, 1966, № 7, 790–795.

Черский Н.В., Царев В.П. Влияние слабых акустических полей на преобразование ископаемого органического вещества. — Геология и геофизика, 1973, № 12, с. 88–98.

Швецов П.Ф. Геотермические условия мезозойско-кайнозойских нефтеносных бассейнов. М.: Наука, 1974.

Petzoukha Y. A new tectonophysical approach to low temperature mineral transformation of source rocks, maturation of organic matter, expulsion and accumulation of hydrocarbons. 26th Congres Geologique International, Paris, vol. II, sec. 7–12, 1980, p. 789.

ОСОБЕННОСТИ И МАСШТАБЫ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ В ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЭПОХ

УДК 552.578.2.061.311

С.Г. НЕРУЧЕВ, И.А. ЗЕЛИЧЕНКО, Г.М. ПАРПАРОВА,
Е.А. РОГОЗИНА, Е.М. ФАЙЗУЛЛИНА

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПРОЦЕССОВ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ В РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ДОМАНИКОВОГО ТИПА

В аспекте проблемы эволюции нефтегазообразования проведено сравнительное изучение превращения органического вещества (ОВ) и генерации нефтяных и газовых углеводородов (УВ) в разновозрастных отложениях доманикового типа в условиях нефтегазоносных бассейнов древней и молодой платформ и альпийского прогиба. Объектами исследования были выбраны отложения доманика Волго-Уральской провинции (D₃), баженовская свита Западной Сибири (J₃) и кумская свита Предкавказья (P₂).

Изучение исходного материала ОВ показало, что общая эволюция планктона в разновозрастных доманикоидных отложениях отражается слабо. Основным исходным материалом ОВ от докембрия до палеогена служили простейшие планктонные синезеленые, зеленые водоросли и акритархи, с заметной примесью зоогенного хитинового материала в палеозойских отложениях доманика. Анаэробные бактериальные изменения ОВ на стадии диагенеза были невелики, потери в анаэробный период диагенеза не превышали 35%. С увеличением возраста отложений проявляется тенденция повышения интенсивной анаэробной бактериальной переработки ОВ в осадках, что, возможно, связано с эволюцией бактерий. В целом анаэробное бактериальное окисление ОВ не играло существенной роли в формировании его микрокомпонентного состава.

По результатам изучения вещественно-петрографического состава рассеянное ОВ (РОВ) изучаемых отложений отнесено к классу собственно сапропелитов. Содержание этого ОВ в породах достигает 11–20%, причем наблюдается тенденция увеличения его содержания по средним значениям от молодых отложений к древним.

Глубинная зональность катагенеза РОВ установлена углепетрографическим методом по включениям обугленных растительных остатков у кровли и подошвы конкретных доманикоидных отложений (таблица).

От наиболее древнего доманика (350 млн. лет) к его более молодым аналогам (J₃ — 130 млн. лет, P₂ — 40 млн. лет) возрастает глубина проявления одноименных зон катагенеза. Влиянием геологического времени это может быть объяснено лишь частично — для отложений древней (D₃)

Глубинная зональность катагенеза РОВ в разновозрастных отложениях доманикового типа

Отложения	Градации катагенеза			
	R° до 0,5% ПК	R° 0,5–0,65% МК ₁	R° 0,65–0,85% МК ₂	0,85–1,15% МК ₃
	Палеоглубина, км			
Доманиковые, D ₃ f ₂ , 340 млн. лет	До 1,4	1,4–1,8	1,8–2,8	2,8–3,3
Баженовская свита, J ₃ v, 130 млн. лет	До 1,9	1,9–2,6	2,6–3,3	>3,3
Кумская свита, P ₂ , 40 млн. лет	До 3,4	3,4–4	> 4	–

и молодой (J₃) платформ, и только в том случае, если их палеотермический режим был одинаковым. Катагенетическая зональность молодых (P₂) отложений кумской свиты изучена в условиях альпийского прогиба, и хотя проявление одноименных зон катагенеза отмечается здесь на гораздо больших глубинах, происходит это примерно при той же температуре, что и в баженовской свите (J₃) [Катагенез..., 1981].

Особенности преобразования ОВ и генерации подвижных продуктов в катагенезе были рассмотрены нами по результатам единого для всех трех объектов комплекса экспериментальных и теоретических исследований.

Изучение нерастворимой части ОВ (НОВ), газов и хлороформенных битумоидов (ХБА) проведено с привлечением современных методов исследования — углепетрографии, ИК- и УФ-спектроскопии, рентгеноструктурного анализа, газовой и газожидкостной хроматографии. Фактический материал исследований там, где это позволяло количество данных, был обчислен методом скользящей средней [Плохинский, 1961]. Рассмотрение особенностей катагенетического преобразования РОВ доманиковых отложений проведено по серии обобщающих кривых, характеризующих изменение параметров состава НОВ, газов и битумоидов по глубинной шкале катагенеза (рис. 1–3). Имеющийся в нашем распоряжении экспериментальный материал, к сожалению, не позволил достаточно представительно охарактеризовать все этапы катагенетического преобразования РОВ на примере каждого из изученных нами объектов. Так, начальные этапы катагенеза ПК₃–МК₁ наиболее хорошо представлены данными по отложениям кумской и баженовской свит. В отложениях доманика оказались практически неохарактеризованными этап ПК₃ и начало этапа МК₁, зато имеется много данных по градации катагенеза МК₃.

Таким образом, наиболее полно во всех трех объектах охарактеризовано ОВ на градациях катагенеза МК₁–МК₂. Как показано в ряде основополагающих работ [Вассоевич и др., 1969; Генерация..., 1976], именно к этим этапам приурочены обычно наиболее кардинальные преобразования РОВ, связанные с этапом главной фазы нефтеобразования (ГФН). Достаточно ярко это отражается на примере изученных объектов.

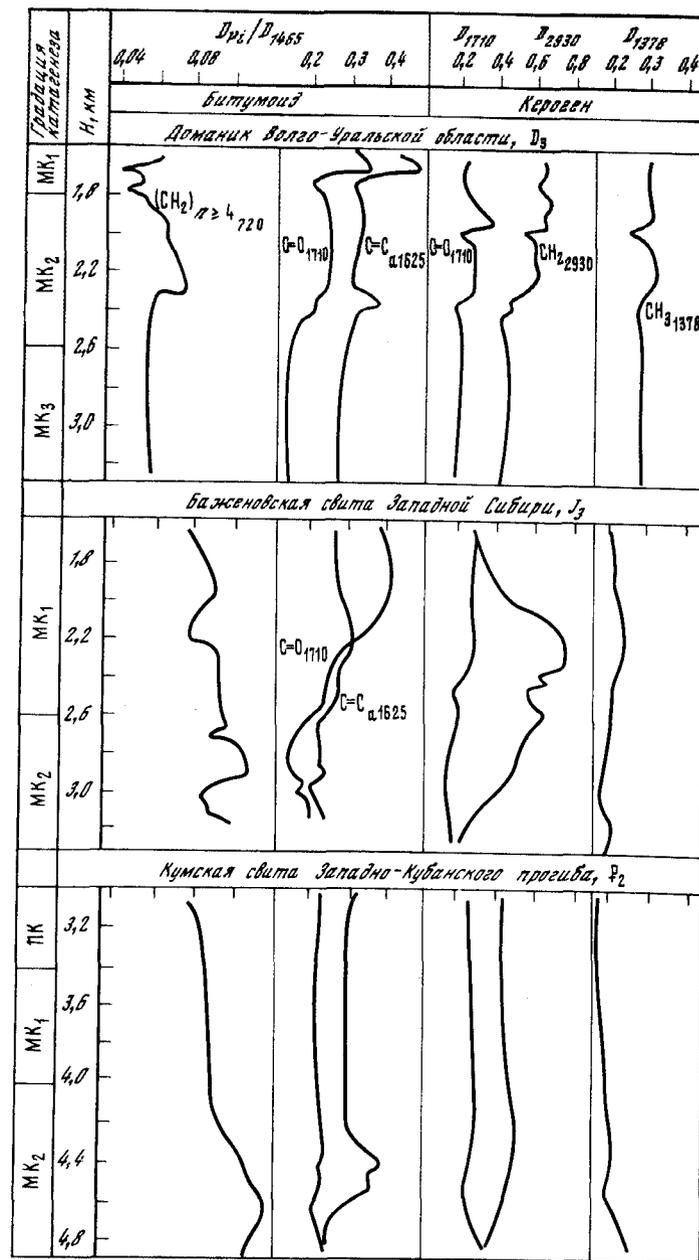


Рис. 1. Изменение содержания основных параметров химической структуры битумоидов и керогена при катагенезе сапропелевого РОВ отложений доманикового типа (по ИК-спектральным данным)

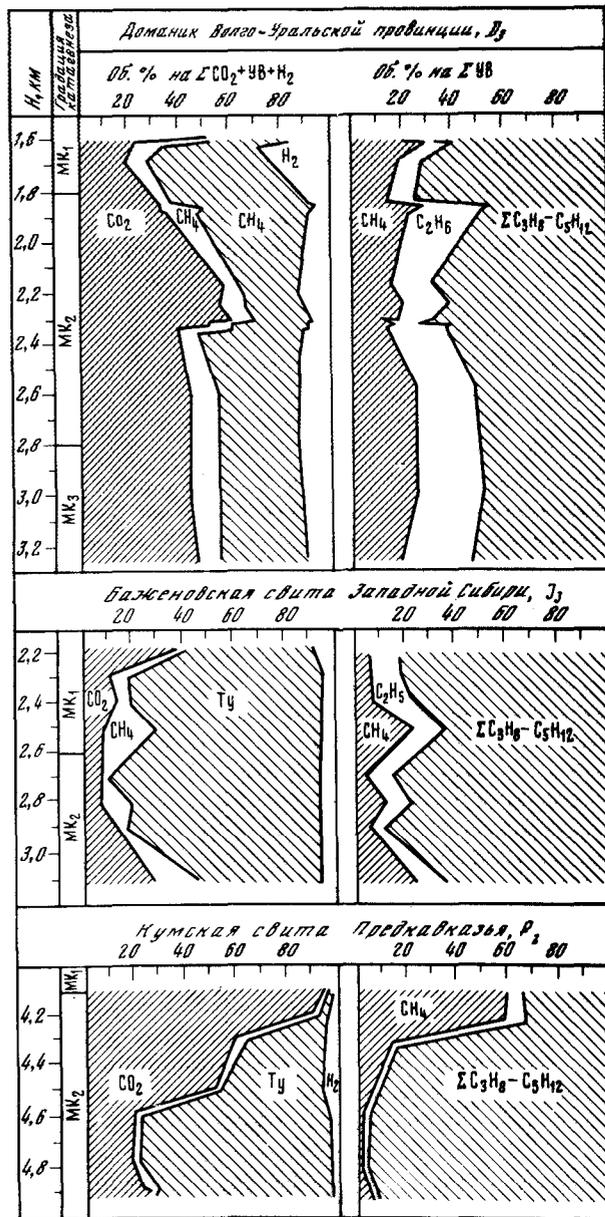


Рис. 2. Изменение состава газовых компонентов при катагенезе сапропелевого РОВ отложений доманикувского типа

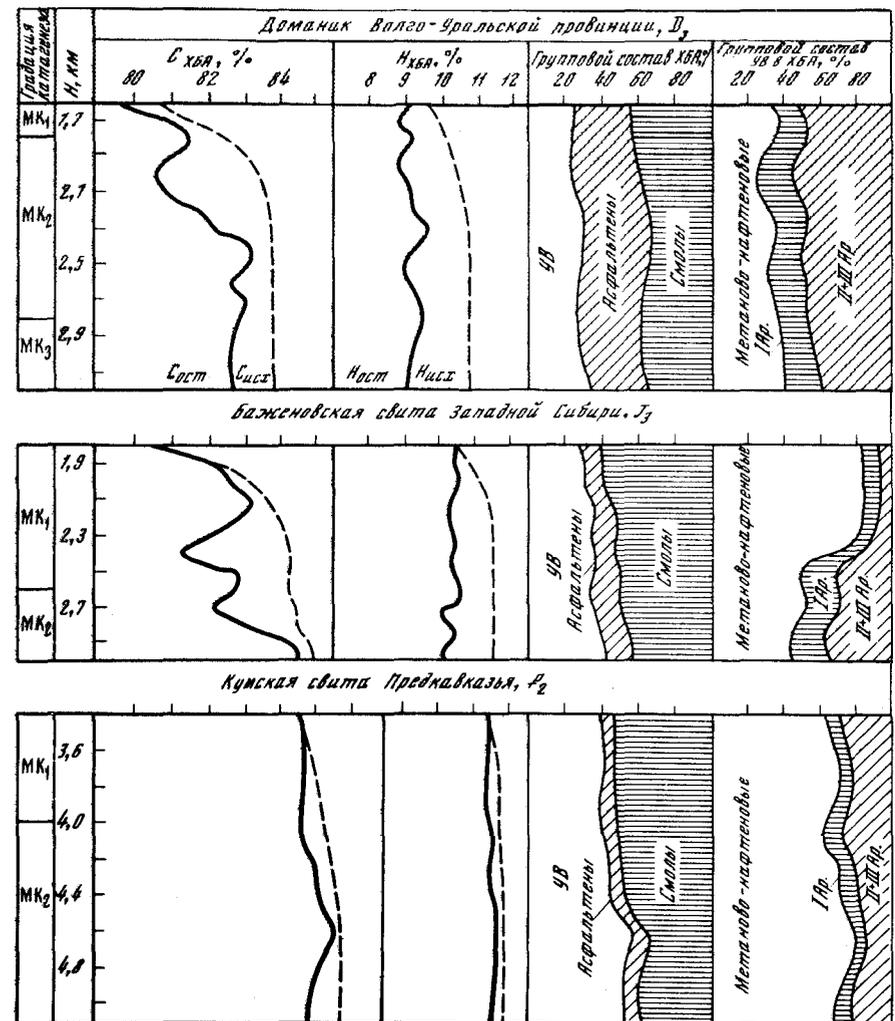


Рис. 3. Изменение состава битуминозных компонентов при катагенезе сапропелевого РОВ отложений доманикувского типа

В керогене проявление ГФН фиксируется отчетливыми и существенными изменениями молекулярной структуры ОВ. Проявляются два-три импульса, во время которых кероген теряет значительную часть липидных компонентов с функциями карбоновых кислот, кетонов и альдегидов. Одновременно с этим возрастает количество насыщенных структур с группами CH_2 , а затем происходит и их потеря. В молодых отложениях кумской свиты структурные преобразования НОВ и битумоидов менее интенсивны и начинают проявляться лишь к концу этапа МК₂ (глубина 4,4–4,8 км). Зона интенсивных структурных перестроек фиксируется в отложениях баженовской свиты на протяжении почти всего этапа ка-

тагенеза МК₁—МК₂ (глубина 2—3 км). В доманике эти же изменения приурочены к этапу МК₁ и заканчиваются в основном к глубинам около 2 км (см. рис. 1).

Удаление большинства лабильных функциональных групп и цепей приводит к усилению ароматизации и поликонденсации остаточного ОВ. По данным ИК-спектрометрии и рентгеноструктурного анализа кероген к концу ГФН характеризуется преобладанием гумусово-гумоидной составляющей. Этот этап преобразования ОВ в отложениях кумской свиты не фиксируется, в отложениях баженовской свиты он отмечается в конце градации катагенеза МК₂, в отложениях доманика — в начале этапа МК₂.

Перестройка химического облика ОВ к концу ГФН фактически заканчивается, далее по данным ИК-спектрометрии и рентгеноструктурного анализа происходит упорядочение структуры ОВ. Генерация битумоидов и нефтяных УВ к этому времени прекращается, а генерация УВ газов еще не фиксируется. В истории катагенетического преобразования РОВ на этом этапе наблюдается период, образно названный нами "мертвой зоной". Эту зону удается проследить только на примере более древних отложений доманика. С середины градации МК₂ (глубина 2,4 км) до середины МК₃ (глубина 3,1 км) не отмечается сколько-нибудь заметных структурных изменений в НОВ. Особенности структурных преобразований НОВ на разных этапах катагенеза находят свое отражение в составе генерируемых газообразных и жидких продуктов.

В составе газовых компонентов (см. рис. 2) с глубиной погружения отложений наблюдается определенная зональность. Зона углекислых и углекисло-углеводородных газов сменяется зоной преимущественно углеводородных газов, вслед за которой, в случае доманика (D₃), вновь фиксируется зона углекисло-углеводородных газов. В зоне проявления ГФН газовые компоненты сапропелевого ОВ представлены в основном УВ с преобладанием гомологов метана. От молодых отложений к древним зона углеводородных газов смещается в область меньших глубин. В том же направлении наблюдается увеличение в составе газовых компонентов водорода, метана и этана, что связано, очевидно, с изменением структурного облика ОВ в конце этапа ГФН. На этапе МК₂—МК₃ (глубина 2,3—3,2 км) в отложениях доманика отмечается стабилизация состава газовых компонентов, что может свидетельствовать о минимальной интенсивности процессов генерации этих компонентов, свойственных "мертвой зоне".

Эмпирические данные, характеризующие химическую структуру и состав битумоидов, позволяют отметить ту же направленность изменений (см. рис. 1, 3). Химическая структура и состав битумоидов кумской свиты отражают процессы, свойственные началу этапа ГФН. Битумоиды, так же как и НОВ, содержат максимальное количество насыщенных парафиновых структур, в них велика доля УВ метанового типа, содержание ароматических структур и асфальтеново-смолистых компонентов в ХБА минимально. Этап интенсивных структурных преобразований НОВ находит свое отражение в составе битумоида и проявляется в относительном увеличении доли циклических структур, в том числе конденсированных ароматических УВ. Это хорошо видно на примере отложений баженовской свиты, где наблюдается резкая смена структурного облика и состава битумоида к концу этапа МК₁. Состав битумоидов доманика, так же как и состав газов, несомненно пред-

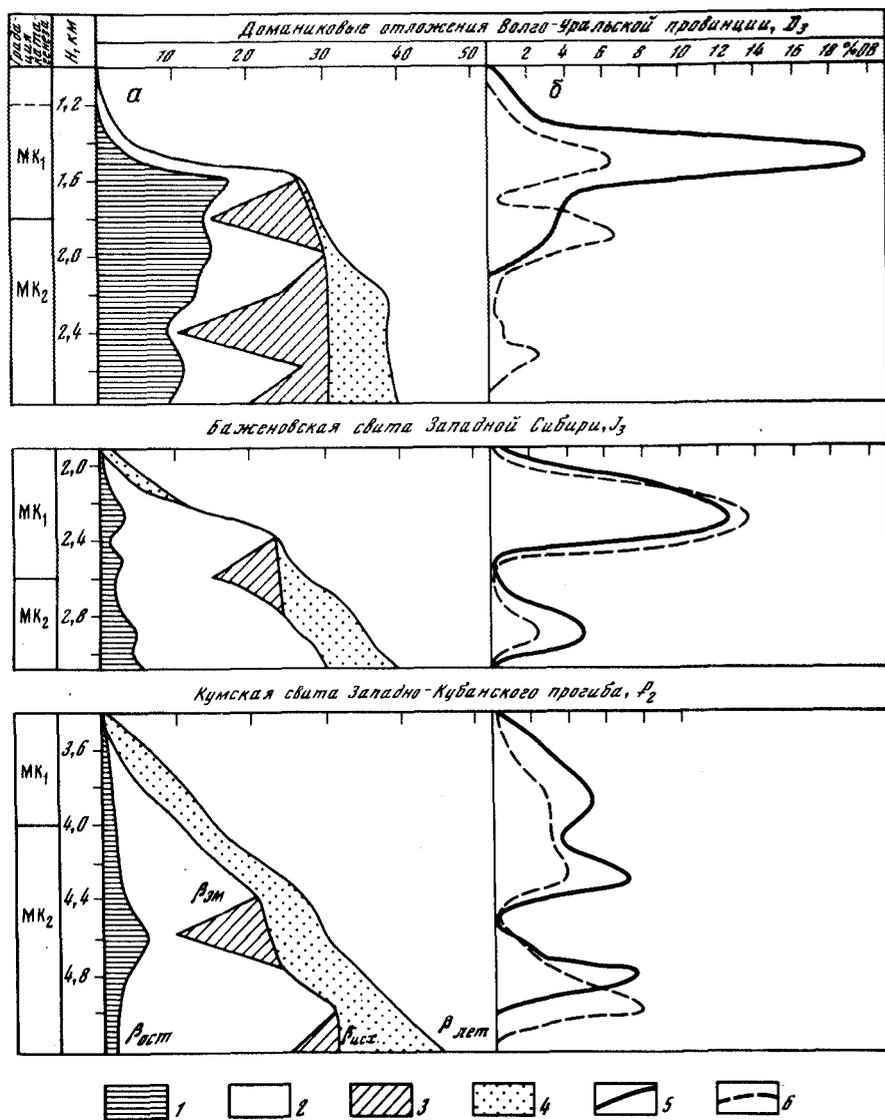
определен гумусово-гумоидным характером. ОВ этих отложений на изученных грациях катагенеза. Это проявляется в повышенном содержании ароматических и циклических соединений в продуктах генерации этого ОВ и находит свое отражение в данных ИК-спектрометрии, элементного, группового и углеводородного состава ХБА. В битумоидах доманика очень велика роль асфальтеновых компонентов и поликонденсированных ароматических УВ, минимально содержание УВ метанового строения, что может в известной мере предопределяться и исходным типом ОВ, в котором заметно влияние зоопланктонной составляющей. Структурные преобразования битумоида доманика, так же как в НОВ, заканчиваются к концу этапа МК₂. Этап "мертвой зоны" отмечается по битуминологическим данным стабилизацией эмпирических характеристик.

Середина этапа МК₁ характеризуется во всех объектах началом процессов эмиграции нефтяных УВ. В разновозрастных отложениях они проходят с разной степенью интенсивности. Об этом можно ориентировочно судить по разнице между значениями С_{ост} и С_{исх}, Н_{ост} и Н_{исх} (см. рис. 3). Эти данные характеризуют сдвиги в элементном составе битумоида, происходящие за счет ухода наиболее подвижной части продуктов генерации. В кумской свите эти сдвиги едва ощутимы; очевидно, эмиграция в этих отложениях обеспечивается наиболее подвижными метановыми УВ (С_{эм} = 86%, Н_{эм} = 14%). В баженовской свите эмиграция резко снижает значения С_{ост} в элементном составе битумоида и содержание метаново-нафтеновых УВ в общей доле УВ. Состав уходящих продуктов предполагается метаново-нафтеновым (С_{эм} = 85%, Н_{эм} = 13%). В доманике наиболее интенсивный пик эмиграции приурочен к концу этапа МК₁, он отмечается по инверсии параметров химической структуры битумоида (см. рис. 1) и проявляется в снижении значений С_{ост}, Н_{ост}, доли метаново-нафтеновых и моноароматических УВ в групповом составе УВ. Можно предположить, что продукты эмиграции в этих отложениях отличаются более циклическим составом (С_{эм} = 85%, Н_{эм} = 12%). Выявленная закономерность находит свое отражение в составе нефтей рассмотренных регионов.

Проведение на основе эмпирических данных специальных балансовых расчетов [Неручев, Рогозина, 1982] позволяет дать оценку масштабов нефтегазообразования в изученных объектах и выполнить такое сопоставление на количественном уровне.

Результаты расчетов приведены на рис. 4, а. Рис. 4, б иллюстрирует динамику и интенсивность процессов генерации и эмиграции нефти в доманиковых отложениях на этапе ГФН. Сопоставление основных результатов балансовых расчетов позволяет сделать следующие основные выводы.

Этап ГФН, связанный с максимальным проявлением процессов генерации и эмиграции жидких УВ, проходит для трех изученных объектов на грациях катагенеза МК₁—МК₂. С увеличением возраста нефтематеринских пород наблюдается смещение импульсов генерации в пределах этих граций в сторону меньших глубин и меньшего уровня преобразованности. В палеозойских отложениях доманика Волго-Уральской области максимальный импульс генерации жидких продуктов (до 20% от исходной массы ОВ на 200 м погружения) приурочен к глубине 1,5 км (середина МК₁). К началу этапа МК₂ (глубина 2 км) генерация в этих отложениях прекращается. В мезозойских отложениях баженовской свиты Западной Сибири



Р и с. 4. Сравнительный количественный анализ масштабов нефте- и газообразования в отложениях доманикового типа на этапе ГФН (% от исх. ОВ)

a — потеря массы на образование жидких и летучих продуктов углефикации при катагенезе сапропелевого РОВ; *b* — интенсивность генерации битумоидов и эмиграции жидких УВ при катагенезе сапропелевого РОВ

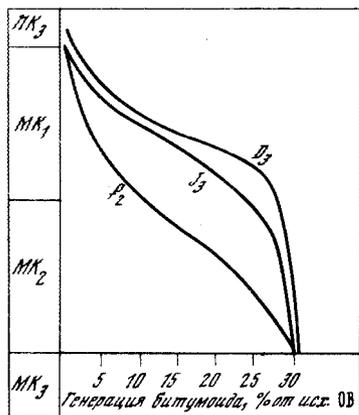
1 — остаточный битумоид; 2 — эмигрировавшие жидкие УВ; 3 — асфальтены, перешедшие в нерастворимое состояние; 4 — летучие продукты углефикации; 5 — интенсивность генерации нефти; 6 — интенсивность эмиграции нефти

самый значительный импульс генерации (до 13% от исходной массы ОВ на 200 м погружения) зафиксирован на глубине 2,2–2,4 км (конец МК₁), другой, менее интенсивный, приурочен к глубине 2,8–3,0 км (конец МК₂). В кайнозойских отложениях кумской свиты генерация жидких УВ на этапе ГФН проходит тремя импульсами, два из которых, более интенсивных (каждый около 8% от исходной массы ОВ на 200 м погружения), приходятся на градацию катагенеза МК₂ (глубины 4,2 и 4,8 км).

Различный состав продуктов генерации predetermined, по всей вероятности, и характер их эмиграции. Специфика состава исходного ОВ доманика проявилась в генерации продуктов, обогащенных высокомолекулярными асфальтово-смолистыми компонентами. В силу этого на первых этапах генерации лишь 1/3 образовавшихся битумоидов покидает породу. Последующая эмиграция из материнских отложений наиболее подвижных продуктов сопровождается значительным по массе (до 20% на исходное ОВ) переходом высокомолекулярных асфальтовых компонентов в нерастворимое состояние. Отложения баженовской и кумской свит имеют один тип исходного ОВ, но разные условия для эмиграции подвижных УВ, predetermined литологическими особенностями пород. В баженовской свите к максимальному импульсу генерации приурочен несколько превышающий его по интенсивности импульс эмиграции (до 14% на исходное ОВ). Наблюдаемое явление может происходить за счет дополнительной эмиграции нефтяных УВ, из битумоидов, генерированных ранее. Конец этапа ГФН характеризуется сменой химико-структурного облика ОВ и циклическим составом генерируемых продуктов. Генерация на этом этапе невысока, и лишь 1/2 генерированных продуктов покидает породу. Эмиграция также сопровождается переходом части асфальтенов в нерастворимое состояние, но масштабы этого явления менее значительны, чем в доманике (5–10% на ОВ). Отложения кумской свиты имеют хорошие условия сохранности жидких УВ, эмиграция проходит за счет ухода наиболее подвижных метановых УВ. Некоторое превышение процессов эмиграции над генерацией (за счет эмиграции УВ, унаследованных от градации ПК₃) наблюдается после глубины 5 км (конец МК₂). Переход асфальтовых компонентов в нерастворимое состояние фиксируются с середины этапа МК₂ в количествах до 10% на ОВ.

Общая потеря массы на генерацию жидких и летучих продуктов к концу этапа ГФН сопоставима во всех изученных объектах и приближается к 40%. Примерно 30% ОВ расходуется в этот период на генерацию жидких продуктов. Интенсификация процессов генерации летучих продуктов начинается во всех трех объектах после прохождения основного импульса генерации нефтяных УВ. К концу этапа ГФН в доманиковых отложениях генерируется до 13% летучих продуктов, в баженовской и кумской свитах соответственно около 10 и 13% на исходное ОВ.

Проявление главной фазы газообразования (ГФГ) в интервале изученных глубин погружения для всех трех объектов не фиксируется. Предварительные теоретические расчеты показали, что интенсификация процессов генерации метановых газов (этап ГФГ) в отложениях, обогащенных сапропелевым ОВ, может наступить не ранее конца градации МК₃ — начала МК₄. Следовательно, изученный на примере древних отложений доманика этап МК₃ может считаться этапом "мертвой зоны" для всех изученных объектов.



Р и с. 5. Генерация битумоида в разновозрастных отложениях доманикового типа на этапе ГФН

Полученные данные о генерации нефтяных битумоидов в разновозрастных отложениях доманикового типа позволяют с некоторой долей условности проследить влияние геологического времени на нефтеобразование (рис. 5). В конце градации ПК₃ генерация нефти практически еще не началась как в молодых (P₂), так и в значительно более древних (J₃, D₃) отложениях. Из этого следует, что значительная разница в продолжи-

тельности процесса (до 300 млн. лет) в зоне протокатагенеза (90–100°С) не играет никакой роли в генерации нефтяных УВ. В конце градации МК₂ генерация битумоида достигла максимального предела для сапропелевого ОБ (30%) во всех отложениях от P₂ до D₃, при полной реализации нефтематеринского потенциала ОБ. В кумской свите это произошло за последние 20 млн. лет, в баженовской, судя по истории ее погружения, — максимум за 50 млн. лет, а в доманиковой на этапе ее погружения — за 40–50 млн. лет, что имело место примерно 280 млн. лет назад. Следовательно, и на этом уровне максимальной реализации нефтематеринского потенциала ОБ (конец МК₂, 140–150°С) продолжительность времени практически значения не имеет. Для полной реализации нефтематеринского потенциала ОБ при достижении им конца градации МК₂ (140–150°С) достаточно 10–20 млн. лет во время погружения бассейна. Остальное длительное время пребывания материнских пород в этой зоне катагенеза (до 300 млн. лет и более), к тому же обычно при снижении температуры, не может уже обусловить какой-либо дополнительной генерации нефти.

Влияние геологического времени на генерацию нефти заметно лишь в верхней зоне проявления ГФН (см. рис. 5), где начались, но не завершились активные процессы деструкции ОБ и генерации нефтяных УВ. Здесь ясно видно, что в наиболее молодых кумских отложениях (на уровне МК₁–МК₂, 120–130°С) генерация минимальна (10%), в более древних баженовских — значительно выше (23,5%) и в наиболее древних доманиковых — максимальна (28%). Время пребывания ОБ кумской свиты в этой зоне примерно 10 млн. лет, баженовской — 20 млн. лет, чему соответствует увеличение генерации больше чем вдвое. Однако время пребывания ОБ доманика в этой зоне катагенеза превышает время пребывания баженовской свиты на 240 млн. лет, т.е. в 12 раз, а генерация выше всего лишь на 20%. Видимо, процесс генерации в этой зоне катагенеза продолжается активно после погружения бассейна только сравнительно какое-то небольшое время (10–20 млн. лет), а затем бассейн остывает и генерация затухает.

Таким образом, рассмотрение количественной стороны генерации, как и других геохимических материалов, подтверждает наш прежний вывод

о том, что катагенез ОБ и генерация УВ происходят в основном на этапе погружения бассейна [Неручев, Парпарова, 1972]. Дальнейшее время пребывания нефтематеринских отложений в зоне катагенеза (до 300 млн. лет и более), обычно при остывании бассейна, несущественно влияет на катагенез ОБ и генерацию УВ. К тому же влияние времени заметно лишь в верхней зоне ГФН, где начались, но не завершились процессы деструкции полимерлипидных компонентов ОБ. Там же, где они завершились, дальнейшая генерация нефтяных УВ невозможна, вне зависимости от дальнейшей продолжительности времени пребывания ОБ в этой зоне катагенеза.

Л и т е р а т у р а

Вассоевич Н.Б., Корчагина Ю.И., Лопатин Н.В., Чернышев В.В. Главная фаза нефтеобразования. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1969, № 6.

Генерация углеводородов в процессе литогенеза осадков/Под ред. А.А. Трофимука, С.Г. Неручева. Новосибирск: Наука, 1976.

Катагенез и нефтегазоносность/Под ред. С.Г. Неручева. Л.: Недра, 1981.

Неручев С.Г., Парпарова Г.М. О роли геологического времени в процессах ме-

таморфизма углей и рассеянного органического вещества пород. — Геология и геофизика, 1972, № 10.

Неручев С.Г., Rogozina Е.А. Количественная оценка нефтегазоматеринского потенциала рассеянного органического вещества. — В кн.: Методы оценки нефте- и газоматеринского потенциала седиментитов. М.: Наука, 1982.

Плохинский И.А. Биометрия. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1961. с. 366.

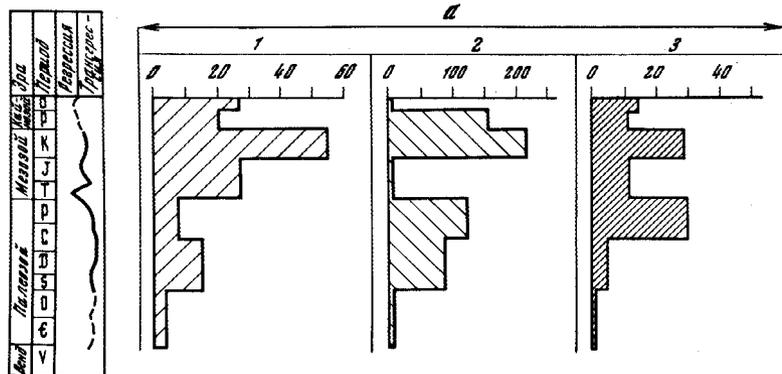
УДК 553.98:551.73/78

В.Ф. РААБЕН

МАКСИМУМЫ ГЕНЕРАЦИИ НЕФТИ И ГАЗА В РАЗРЕЗЕ ФАНОРОЗОЯ

О масштабах нефтегазообразования в разрезе фанерозоя можно судить на основании прямого изучения этого процесса во всех или хотя бы в большинстве бассейнов мира. Однако состояние битуминологических исследований в настоящее время не позволяет с большим доверием относиться к получаемым с их помощью величинам генерированной нефти и газа. Кроме того, подобные исследования проводились по сравнительно ограниченному количеству бассейнов мира, причем различными методами. Вследствие указанного такой прямой путь оценки количества образовавшихся нефти и газа в разных стратиграфических комплексах фанерозоя не позволяет получить достаточно удовлетворительные результаты.

Для решения рассматриваемой проблемы ряд исследователей использовал другой — косвенный метод. Исходными данными послужило распределение разведанных запасов нефти и газа в разрезе фанерозоя в глобальном масштабе. Было установлено, что подавляющая часть запасов этих полезных ископаемых приурочена к отложениям моложе триасовых. Подобная концентрация углеводородов (УВ) считалась в основном обусловленной большими масштабами их генерации в этих комплексах пород. Приводи-



Р и с. 1. Аккумуляционное (а) и генерационное (б) распределение запасов нефти, битумов и газа в разрезе фанерозоя

1 — начальные разведанные извлекаемые запасы нефти, млрд. т; 2 — геологические

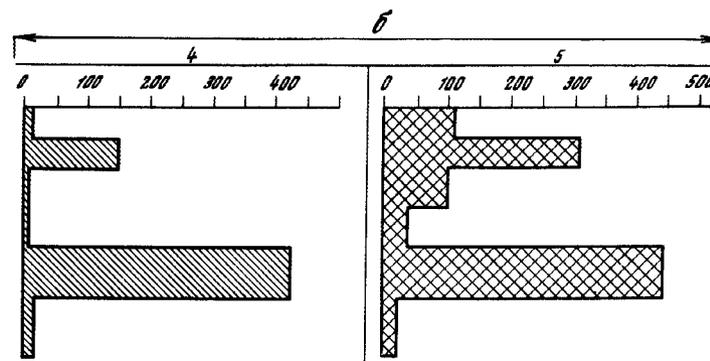
лись тому некоторые объяснения: например, это явление связывалось с увеличением биомассы в более молодых отложениях. Некоторые исследователи в качестве дополнительного фактора указанного распределения УВ отмечали вероятность их рассеивания в древних палеозойских отложениях. Однако, насколько нам известно, концентрация основной массы нефти и газа в молодых стратиграфических комплексах пород считалась главным образом следствием большего количества образовавшихся в них УВ.

В связи с изучением более глубоких горизонтов в ряде бассейнов в последние годы имели место открытия, которые, по нашему мнению, внесли некоторые новые аспекты в рассматриваемую проблему.

На рис. 1 показано распределение начальных разведанных запасов нефти по разрезу фанерозоя. Действительно, большая часть нефти сосредоточена в молодых отложениях. Но можно ли считать, что нефть обычно находится в тех же стратиграфических комплексах пород, в которых образовалась? Это далеко не так. Например, основная масса нефти в кайнозойских отложениях в бассейнах Персидского залива, Сирт, Маракайбского и ряда других считается вторичной, пришедшей из нижележащих меловых пород.

В Урало-Поволжье основная часть нефти образовалась в девонских отложениях доманикового типа, хотя находится не только в девонских, но и в каменноугольных и пермских комплексах. В Сахарском бассейне (Алжир) установлено, что главными материнскими породами являются силурийские гранитоликовые сланцы, хотя залежи нефти распространены в широком диапазоне палеозойских отложений от кембрия до карбона. Примеров эпигенетичности нефти относительно вмещающих пород много.

Наибольшее значение этот фактор приобретает при анализе распределения по разрезу фанерозоя запасов битумов и тяжелых нефтей. Прежде всего надо привести новые, очень важные данные о том, что в Западно-Канадском бассейне под гигантскими скоплениями битумов в меловых отложениях в пермских, каменноугольных и в меньшей мере в девонских отложениях обнаружены огромные по запасам скопления битумов. К. Оутрим, Р. Эванс [Outtrim, Evans, 1978] привели эти данные и отметили, что

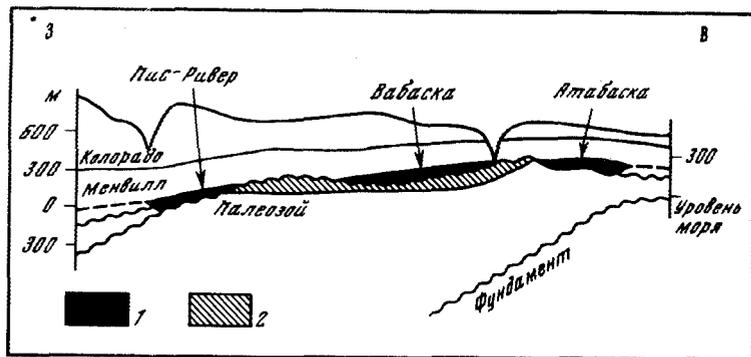


запасы битумов, млрд. м³; 3 — начальные разведанные извлекаемые запасы газа, трлн. м³; 4 — генерационное распределение запасов битумов, млрд. м³; 5 — генерационное распределение запасов нефтей и битумов, млрд. т

подсчеты битумов в рассматриваемом бассейне были выполнены в 1963 г., а пересчет с учетом палеозойских битумов — в 1976 г. При подсчете в 1976 г. анализировались материалы по новым скважинам, причем по гораздо большему количеству, чем ранее, — по 8000 скважин (в 1963 г. учитывались 1800 скважин). Кроме того, был уточнен и несколько увеличен коэффициент насыщения пород битумами. По новой оценке запасы битумов в меловых породах равны 214,6 млрд. м³, а в палеозойских — 199 млрд. м³.

Мнения ученых разошлись в вопросе о том, в каких отложениях генерировалась нефть, в результате разрушения которой образовались битумы в меловых породах этого бассейна. Одни считают материнскими меловые, другие — палеозойские породы. Обнаружение в палеозойском комплексе залежей битумов позволяют нам присоединиться к точке зрения второй группы исследователей. На рис. 2 приведены условия залегания битумов в рассматриваемом бассейне. Из этих данных следует, что в палеозойских породах скопления битумов располагаются ниже меловых отложений на расстоянии до 100–150 м. Трудно допустить вертикальную миграцию нефти сверху вниз из меловых в палеозойские отложения на такое расстояние, тем более, что последние представлены карбонатными разностями и не являются единым коллектором. Кроме того, для формирования подобных сверхгигантских залежей битумов нужно было, чтобы образовалось исключительно большое количество нефти. В меловых отложениях свиты Менвилл нет толщ, богатых органическим веществом (ОВ), причем по данным Б. Тиссо и др. [Tissot et al., 1974], они представлены в основном континентальными породами с ограниченным нефтематеринским потенциалом. А в палеозойских отложениях есть породы, содержащие очень высокую концентрацию ОВ (например, девонские черные сланцы). Помимо этого, в зоне зрелости ОВ, достаточной для генерации нефти, находится небольшой объем меловых отложений свиты Менвилл, но почти половина всех палеозойских пород (см. рис. 4 в работе Demaison [1978]).

Таким образом, обнаружение гигантских скоплений битумов в палеозойских отложениях, невозможность их поступления сверху (из мелового комплекса), отсутствие богатых органикой нефтематеринских толщ в ме-



Р и с. 2. Геологический профиль Западно-Канадского бассейна (по Оутриму, Эвансу, [Outtrim, Evans, 1978])

Залежи битумов в отложениях: 1 — мела, 2 — палеозоя

ловых породах, к тому же в основном слабо преобразованных — все эти обстоятельства позволяют считать (по нашему мнению, довольно обоснованно), что основная масса нефти в Западно-Канадском бассейне образовалась в палеозойских (преимущественно — девонских) отложениях. Поэтому выявленные запасы битумов, ассоциируемые с меловым комплексом, с генерационных позиций следует отнести к девонским породам.

Во многом аналогичные данные имеются по Оринокскому бассейну об известном громадном поясе битумов и тяжелых нефтей, приуроченных большей частью к кайнозойским отложениям, хотя они установлены и в меловых породах. Подобная сверхгигантская зона разрушенной нефти могла образоваться в результате миграции флюидов из очень богатых материнских толщ. В разрезе рассматриваемого бассейна таковые установлены только в меловых отложениях, вследствие чего выявленные запасы битумов и тяжелой нефти (при оценке процессов генерации УВ) следует отнести к меловому комплексу.

Необходимо отметить, что и в ряде других случаев нефтематеринскими для залежей битумов являются не те породы, в которых они находятся, а нижележащие отложения. Это относится к мелекесскому, оленекскому и другим скоплениям битумов.

На основании приведенных данных аккумуляционное распределение запасов битумов при трансформации с генерационных позиций должно быть преобразовано и приобретает вид, приведенный на рис. 1.

Для того, чтобы представить масштабы генерации нефти в фанерозое, надо несколько изменить рис. 1, а, с учетом того, что значительное количество нефти, приуроченное к кайнозойским отложениям, образовалось в меловых породах, что в пермские и каменноугольные комплексы много нефти мигрировало из девонских отложений и т.д. Выше приводились примеры бассейнов с вторичным залеганием залежей нефти в ряде комплексов. Мысленно перенеся часть запасов нефти из одного комплекса в другой, получаем генерационное распространение. Переводим генерационное распределение запасов нефти из извлекаемой категории в геологическую (для того, чтобы запасы нефтей и битумов были в одной категории) и

суммируем количество нефти и битумов по комплексам (см. рис. 1). Таким образом получаем представление об изменении масштабов генерации нефти по разрезу фанерозоя. Максимумы ее образования имели место в мелу и в силуре—девоне. Именно на этих этапах фанерозоя установлены максимумы трансгрессий (см. рис. 1), в периоды которых создавались благоприятные условия накопления отложений, богатых ОВ.

На рис. 1 представлено распределение разведанных запасов газа по комплексам фанерозоя. Исследования последних лет привели к существенному уточнению указанного распределения газа: имеется в виду обнаружение нескольких гигантских газовых месторождений в пермских отложениях бассейна Персидского залива. Вследствие этого ранее имевшееся представление о максимальном накоплении газа в меловом комплексе ныне должно быть дополнено наличием еще одного максимума, приуроченного к пермско-каменноугольным породам.

Учитывая повышенную миграционную способность газа, огромные масштабы его рассеивания, а также то обстоятельство, что от разрушенных залежей газа (в отличие от нефтяных скоплений) не остается, как правило, никаких следов, трудно восстановить масштабы генерации газа в разных комплексах фанерозоя. Однако некоторые соображения по этой проблеме высказать можно. Приуроченность одного из максимумов запасов газа к пермско-каменноугольным отложениям, по нашему мнению, имеет не только аккумуляционную, но и генерационную зависимость.

Эти комплексы отложений накапливались в период максимума регрессии, вследствие чего в их составе очень широко представлены угленосно-континентальные породы, которые, как известно, генерируют преимущественно газ. Указанные толщи рассматриваются как основной источник газа в ряде бассейнов, в которых установлены большие запасы газа (Центрально-Европейский, Внутренний Восточно-Австралийский, Днепровско-Донецкий и др.). Подобный генезис газа возможен в бассейне Персидского залива.

Связь между максимумом запасов газа и наибольшим распространением пород, способных генерировать именно газ, вряд ли случайна. Скорее всего, она имеет генерационный характер, а не только аккумуляционный.

Подобный вывод подтверждает тот факт, что второй максимум запасов газа, приуроченный к поздне меловому комплексу, в основном объясняется также началом регрессии и накоплением угленосно-континентальных толщ, которые считаются основными газогенераторами. Это прежде всего относится к Западно-Сибирскому бассейну, наличие больших запасов газа в котором во многом повлияло на существование в меловом комплексе максимума запасов газа.

Таким образом, несомненная связь выявленных максимумов запасов газа в поздне меловых и пермско-каменноугольных отложениях с периодами регрессии и накопления угленосно-континентальных отложений, с нашей точки зрения, имеет не только аккумуляционный, но и генерационный характер.

На основании всего изложенного можно сделать вывод, что максимумы генерации нефти в фанерозое имели место в силур-девонское и раннемеловое время, а образования газов — в каменноугольно-пермское и поздне меловое время.

В целом количество образованных УВ в палеозойских и мезозойских комплексах было более или менее одинаковым, но существенно большим, чем в кайнозойских отложениях. Возможными причинами этого являются незавершенность процессов нефтегазообразования в ряде кайнозойских комплексов пород вследствие сравнительно ограниченного времени их протекания, а также меньшего общего объема отложений (сравнительно с объемами мезозойских и палеозойских пород), принимавших участие в процессах генерации УВ.

Л и т е р а т у р а

Demaison G. Tar sands and Supergiant oil fields. — Oil and Gas Journal, 1978, Apr. 24, p. 198–206.

Outtrim C., Evans R. Alberta's Oil Sands Reserves and their Evolution. — In: Oil Sands of Canada — Venezuela, 1977. Canada, 1978, p. 36–66.

Tissot B., Durand B., Espitalie F., Combaz A. Influence of Nature and Diagenesis of Organic Matter in Formation of Petroleum. — Amer. Assoc. Petr., Geol. Bulletin, 1974, vol. 58, N 3, p. 499–506.

УДК 553.982

Ю.И. КОРЧАГИНА

НЕФТЕГАЗПРОДУЦИРУЮЩИЕ СВОЙСТВА ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Развитие органической геохимии позволило раскрыть законы эволюции рассеянных форм органического вещества (ОВ) на различных стадиях литогенеза, что способствовало решению ряда вопросов генезиса нефти и оказало значительное влияние на постановку нефтепоисковых работ. На стыке наук (геологии, литологии, органической геохимии) родилось новое направление оценки перспектив нефтегазоносности — историко-геолого-геохимическое, которое предусматривает выделение в осадочном бассейне областей активной генерации углеводородов (УВ), позволяет оценивать масштабы нефтегазообразования.

Благодаря исследованиям, проводимым как у нас, так и за рубежом были выяснены геолого-геохимические условия, определяющие формирование осадков, обладающих нефтегазоматеринским (НГМ) потенциалом, уточнены условия и масштабы реализации НГМ потенциала. Среди непреходящих факторов, обуславливающих региональную нефтегазоносность осадочных бассейнов, 2/3 связаны с геохимией ОВ.

Качественно новый этап в развитии и использовании геохимических исследований в нефтяной геологии приходится на 70–80-е годы. В этот период путем использования расчетного метода материального баланса, основанного на учете изменений элементного состава рассеянного (РОВ) ОВ в процессе его катагенетического превращения, сопровождающегося уходом "летучих" продуктов углефикации, представилась возможность количест-

венно оценить генерацию УВ в осадочных породах и проводить количественный учет выхода жидких и газообразных УВ на разных этапах развития НГМ толщ.

На основании многочисленных детальных исследований РОВ пород была оценена газопродуктивность осадочных отложений широкого стратиграфического диапазона (таблица). Было установлено, что выход метана в условиях катагенеза ($МК_1$ – $АК_1$) колеблется в широких пределах (0,03–10,0%) и определяется различными факторами — степенью катагенетической превращенности ОВ, его исходным составом и концентрацией.

При расчете удельной газопродуктивности пород ($м^3/м^3$) резко возрастает значение обогащенности пород ОВ. Поэтому даже при высоком расчетном выходе метана из ОВ, обусловленном глубокой катагенетической превращенностью (например, $МК_5$ – $АК_1$), удельная газопродуктивность может оказаться минимальной для пород, обедненных ОВ. Так, для карбонатных пород рифея–нижнего кембрия Туруханского района в Тунгусском бассейне ($МК_1$ – $МК_5$) при выходе метана 6,3% от ОВ и низком содержании в породах $С_{орг}$ — 0,06% удельная газопродуктивность оказалась ничтожно малой — лишь $0,13 м^3/м^3$. Такая же газопродуктивность терригенных пород в Мезенском бассейне — при $С_{орг}$ 0,03–0,2% выход метана $0,05 м^3/м^3$. Для тех же этапов катагенеза в Туруханском районе, но для прослоев пород, обогащенных ОВ ($С_{орг}$ = 0,7%), удельная газопродуктивность возросла на порядок — $1,5 м^3/м^3$. Аналогичные данные были получены и для Байкитского района в Тунгусском бассейне: при низких содержаниях ОВ — это только десятые доли выхода метана ($м^3/м^3$), в прослоях пород, обогащенных ОВ, газопродуктивность на порядок выше. В данном случае сравнивался выход метана из пород, содержащих генетически однотипное ОВ, но в разных концентрациях. Связь между обогащенностью пород ОВ и их газопродуктивностью отчетливо проявляется при изучении аргиллитов рифея с высоким содержанием ОВ ($С_{орг}$ = 2,6%), вскрытых на Собинновском месторождении (Ванавара) в Восточной Сибири. Данные породы не прошли всего этапа мезокатагенеза, и выход метана по расчету от $МК_1$ до $МК_3$ составил 3,6% от ОВ, т.е. почти в 2 раза ниже по сравнению с ОВ пород, испытавшим полный этап мезокатагенеза (6,3% $МК_1$ – $МК_5$; Туруханский район). В то же время удельная газопродуктивность пород возросла до $4,2 м^3/м^3$, т.е. в 3 раза выше по сравнению с породами, обедненными ОВ, но находящимися на этапе $МК_5$ (таблица).

Таким образом, при современном содержании $С_{орг}$ 0,2% и даже полного этапа мезокатагенеза ($МК$ – $АК_1$) генерации УВ не могут обеспечить высокую газоносность и нефтеносность недр. Представляется целесообразным проводить учет газопродуктивности недр лишь при содержании $С_{орг}$ более 0,2% при условии, что породы прошли глубокие этапы катагенетического преобразования. В случае, когда породы находятся только в середине мезокатагенеза ($МК_2$ – $МК_3$), газопродуктивность пород может иметь промышленное значение при содержании $С_{орг}$ более 0,5%. При введении в расчеты мощности оцениваемой толщи, особенно площади ее распространения, можно получить значительные масштабы газогенерации, что создает иллюзию о богатстве недр. Но при этом не учитывается ни эффект рассеивания (а он возрастает с тем, чем больший объем пород принимается в расчет), ни реальные условия аккумуляции и сохранности этих скоплений, ни ко-

Нефтегазопродуктивность осадочных пород

Район	Возраст	Градация катагенеза	$C_{орг. \%}$
Туруханский	R-V- e_1	МК ₁ -МК _{4,5}	0,6
"	V	МК ₁ -МК _{4,5}	0,70
Байкитский	V- e_1	МК ₁ -МК ₃	0,06
"	V- e_1	МК ₁ -МК ₃	0,62
Ванавара	R(?)	МК ₁ -МК ₃	2,60
Непский свод	e_1	МК _{2,3} -МК ₅	0,40
Лено-Вилкойский бассейн	P	МК ₁ -МК ₃	1,45
Мезенский бассейн	PR	МК ₁ -МК ₃	0,03
"	PR	МК ₁ -МК ₃	0,20
Предгорный Дагестан	J ₂	МК ₁ -МК ₃	2,00
"	J ₁	МК ₁ -МК ₃	0,70
Тимано-Печорский бассейн	P ₃	ПК ₃ -МК _{1,2}	0,90
"	P ₃	ПК ₃ -МК _{1,2}	1,60
Западно-Кубанский бассейн	P	МК ₁ -МК ₃	1,40
"	P	ПК ₃ МК ₄	1,20

личества газа, которые предварительно должны насытить воды до образования их скоплений в свободном состоянии. Известно, что чем на большей глубине находится очаг газогенерации, тем больше газа растворяется в воде. Важное значение имеет и время основной генерации УВ — чем ближе к современной эпохе, тем большая вероятность сохранности скоплений УВ. Последнее приобретает особую актуальность при оценке газогенерирующих свойств древних докембрийских отложений.

Сопоставление удельной газопродуктивности пород, обогащенных смешанным ОВ (юрские отложения Предгорного Дагестана), с ОВ алинового типа (Тунгусский бассейн), прошедших полную стадию катагенетического преобразования (до МК₅), показало, что определяющим является не столько тип вещества, сколько обогащенность пород ОВ (см. таблицу). Так, для нижней и средней юры при $C_{орг}$ 0,7% удельная газопродуктивность составила 1,2 м³/м³, а при $C_{орг}$ 2% она возросла в 3 раза — 4,3 м³/м³, при условии, что расчетный выход метана в изученных толщах был близким — 5–6% на ОВ.

Роль состава исходного ОВ в процессах газогенерации наиболее четко проявляется на ранних стадиях мезокатагенеза (МК₁-МК₂).

Подобный анализ был выполнен для ОВ алинового типа (майкопские отложения Западно-Кубанского прогиба) и смешанного ОВ (пермские глины Тимано-Печорского бассейна, находящиеся на одном этапе катагенетического развития). Выход метана на грациях от МК₁ до МК₂ составил 5,8% в расчете на ОВ алинового типа, а в этих же условиях для ОВ смешанного типа — 1,7%. Поэтому при близких значениях $C_{орг}$ 1,5–1,6% удельная газопродуктивность пород с алиновым ОВ составляет 3,2 м³/м³, а для

Тип ОВ	Выход газа		Современное содержание жидких УВ, г/м ³
	на ОВ, %	на породе, м ³ /м ³	
СК _{ал}	6,3	0,13	10–120
СК _{ал}	4,5	1,54	220–1670
СК _{ал}	5,9	0,12	30–100
СК _{ал}	5,9	1,28	270
СК _{ал}	3,6	4,20	2000
СК _{ал}	3,3	0,50	360–920
СК _{ал-ар}	3,7	1,90	280–750
СК _{ал}	5,0	0,05	20
СК _{ал}	5,0	0,35	50
СК _{ар-ал}	6,1	4,30	200–1000
СК _{ал-ар}	5,0	1,20	30–100
СК _{ал-ар}	1,7	0,50	40
СК _{ал-ар}	1,7	0,95	50
СК _{ал}	5,8	3,20	800–1300
СК _{ал-ам}	5,7	2,40	270–2600

пород со смешанным типом, обогащенных определенной долей арконово-вой составляющей, — лишь 0,9 м³/м³.

Таким образом, удельная газопродуктивность пород полной стадии катагенеза определяется исключительно первоначальной концентрацией ОВ — чем она выше, тем больше продуктивность пород. На ранних стадиях мезокатагенеза в большей степени проявляется исходный состав ОВ: чем больше липидных компонентов в ОВ, тем выше и газопродуктивность.

При оценке теоретически возможного выхода жидких УВ из РОВ различных граций катагенеза используются данные элементного состава ОВ в целом. Расчеты показали, что за полную стадию мезокатагенеза выход жидких УВ (расчет по C_{10}) может составлять 10–20% на ОВ. Для генетически однотипного ОВ высокой стадии превращенности (рифейские отложения Тунгусского бассейна) выход жидких УВ в расчете на ОВ составил 11–14%, и он резко дифференцирован при подсчете удельной продуктивности пород по содержанию в них ОВ — при $C_{орг}$ 0,06% удельная продуктивность только 200 г/м³, что почти исключает данные породы из разряда нефтепроизводящих (а они составляют до 80% в разрезе Туруханского района), а при $C_{орг}$ = 0,7% теоретически возможная удельная нефтепродуктивность возрастает на порядок — 2400 г/м³. Такие же зависимости были получены и при определении удельной продуктивности пород в Байкитском районе, Предплатомском бассейне и для отложений рифея на Ванаваре, где породы находятся лишь на стадии МК₁-МК₃, но выход жидких УВ, согласно расчетным данным, может составлять до 6000 г/м³. Современное содержание жидких УВ в породах составляет лишь 1/3–1/5 от теоретически расчетной генерации УВ.

Таким образом, при высоком содержании ОВ в породах даже в условиях начала мезокатагенеза выход УВ может быть на порядок выше по сравнению с породами, обедненными ОВ и прошедшими полную стадию катагенетического развития. Представленные данные характеризуют нормальный ход катагенетического развития потенциально НГМ пород (единой толщи в нефтегазоносном бассейне), когда реализация нефтематеринского (НМ) потенциала осуществляется в результате непрерывного прогибания бассейна. В этих условиях эффективность заполнения ловушек УВ определяется ее ранним формированием, т.е. до ГФН или совпадением с ГФН. Для древних пород (рифей–протерозой) эти условия оказываются негативными, так как возможность сохранности флюидов резко сокращается за длительную геологическую историю залежи. Такое положение было установлено для древних отложений Туруханского района, когда эти породы (рифей–венд) вследствие быстрого опускания оказались в ГЗН уже в начале кембрия. Поэтому ловушки ранней генерации малоперспективны для поисков нефти и особенно газа.

Однако, если толща пород обладала исходно высоким НМ потенциалом и полностью его не реализовала по причине кратковременного пребывания в ГЗН, была выведена в более мягкие термобарические условия при инверсии, а затем снова, при последующем прогибании, оказалась в зоне высоких температур и давлений, то наступает регенерация ее нефтепродуцирующих свойств. В качестве примера можно привести пачку (35 м) рифейских аргиллитов Ванаварской площади Тунгусского бассейна. Аргиллиты темно-серого цвета, обогащены ОВ ($C_{орг} 2\%$) алинового типа, обладающего высоким исходным НМ потенциалом. Сложная геологическая история региона способствовала лишь частичной реализации потенциала уже в кембрии (I этап), когда эти породы оказались в условиях ГФН. В ордовике и силуре территория испытывала восходящие движения, а с середины палеозоя — снова опускание. Вторичное вхождение НМ пород рифея в ГЗН произошло в палеозойское время и наступил II этап реализации их потенциала. Аргиллиты, вскрытые на Собиновском месторождении в интервале 2,4–2,7 км, по степени катагенетической превращенности соответствуют грациям $МК_2$ – $МК_4$. В основной нерастворимой части ОВ содержание $C 72$ – 80% и $H 6$ – $7,65\%$, что свидетельствует о еще высоких потенциальных возможностях данных пород. В изученной пачке аргиллитов установлен битумоид различных типов — остаточный, миграционный и исходный, лишь незначительно отдавший УВ. Основные параметры пород с автохтонным (1) и остаточным (2) битумоидом: 1) $\beta \times B = 4,1 \div 7,2/5,4, \%$; $\mu_3 = 3 \div 5,8/4,3, \%$; $\mu_4 = 1670 \div 2000/1830, г/м^3$; 2) $\beta \times B = 0,2 \div 1,4/0,8, \%$; $\mu_3 = 0,06 \div 0,95/0,5, \%$; $\mu_4 = 30 \div 470/250, г/м^3$. При изучении шлифов в ультрафиолетовом свете была установлена широкая сеть микротрещин, развитых в основном параллельно напластованию, частично секущих по вертикали и заполненных ярко люминесцирующей миграционной микронепфтью. Таким образом, состав ОВ, его концентрация, различные типы битумоидов в породах свидетельствуют о том, что пачка аргиллитов рифея является нефтепроизводящей. В триасовое время генерации УВ II этапа в рифейских аргиллитах происходят в более жестких термобарических условиях ($t > 100^\circ C$; $H > 4$ км) по сравнению с таковым I этапа. При самых осредненных расчетах газогенерация на I этапе составила $3 м^3/м^3$; на II этапе — $3,2 м^3/м^3$,

плотность эмигрировавших жидких УВ около 35 тыс. $т/км^2$, что способно обеспечить скопления нефти в ловушках мезозойского возраста.

При сложной геологической истории древних НМ отложений (погружение, инверсия, снова погружение) возможно несколько этапов нефтегазообразования, причем последующий этап реализации потенциала требует более жестких термобарических условий нахождения НМ пород по сравнению с первоначальной стадией ГФН, однако вторая стадия обладает тем преимуществом, что может быть обеспечена лучшая сохранность скоплений. В ловушках раннего заложения, сопряженных с первой стадией нефтеобразования, возможны скопления газоконденсата, газа поздних генераций. Для поисков нефти в древних отложениях могут быть перспективными ловушки палеозойского и мезозойского возраста, сочетающиеся с II (возможно, и не с одним) этапом образования УВ.

Таким образом, современные данные о геохимии ОВ осадочных пород позволяют сделать ряд общих выводов.

Выход метана в расчете на ОВ варьирует в широком пределе: от $0,0n$ до 6% ; теоретически возможный выход жидких УВ по балансу составляет 20 – 30% на ОВ за стадию мезокатагенеза.

Удельная газопродуктивность пород определяется исходной концентрацией ОВ и может составлять $0,05$ – 6% ; низкий выход метана ($0,05$ – $0,3\%$) типичен для пород с $C_{орг} 0,03$ – $0,2\%$. Такие породы не могут обеспечить промышленную нефтегазоносность недр, даже с учетом большой мощности и площади их распространения.

Современное содержание жидких УВ в породах этапа мезокатагенеза составляет лишь $1/3$ (иногда $1/5$) от теоретически возможного выхода жидких УВ, рассчитанного по методу материального баланса.

Регенерация нефтепродуцирующих свойств пород может способствовать заполнению УВ флюидами ловушки позднего образования.

УДК 552.578.3 (571.66)

О.К. БАЖЕНОВА, Ю.К. БУРЛИН, Е.Е. КАРНЮШИНА

УСЛОВИЯ НЕФТЕОБРАЗОВАНИЯ В ФАНЕРОЗОЙСКИХ СИЛИЦИТАХ

Кремнистые и туфогенно-кремнистые породы, содержащие биогенный кремнезем, в значительной степени обогащены органическим веществом (ОВ) и характеризуются повышенным нефтематеринским потенциалом ($\Pi_{НМ}$). Источником кремнезема и ОВ в кайнозойских силицитах являются диатомовые водоросли, обогащенные липоидными компонентами, и $\Pi_{НМ}$ этих толщ является в определенной мере унаследованным. Такой вывод был сделан на основе изучения кайнозойских силицитов Тихоокеанского пояса [Бурлин и др., 1976; Баженова и др., 1982]. За последние годы были получены данные по другим районам и интервалам разреза, а по Тихоокеанскому поясу материал существенно пополнился.

Таблица 1

Характеристика ОБ горючих сланцев некоторых районов Венгрии [Л. Рау, 1982]

Район	Тип отложений	Возраст	Содержание в породе, %		Содержание масел в битумоиде, %	Состав УВ, %		
			С _{орг}	биту-моида		М	Н	А
Варкесо	Кратерных озер	Плиоцен	13,4	6,8	75,2	48	31	21
Пула	То же	”	27,3	4,6	81,3	60,5	30	9,5
Варпалота	Прибрежно-лагунные	Верхний миоцен	20,1	6,6	75,1	55	27	18
Мезеш	То же	То же	43	0,3	73,3	39	35	26

Принято считать, что биогенное кремненакопление началось, когда появились первые кремнестроющие организмы. Кремненакопление в мезозойско-кайнозойских, а видимо, и в палеозойских бассейнах процесс очень сложный, определяемый серией факторов — биологических, экологических, тектонических, океанографических, климатических. Источник кремнезема полигенный: эндогенный, в том числе и вулканогенный, и терригенный; способ осаждения в основном биогенный. Биогенно-кремнистые породы известны во всех системах фанерозоя. Углеродсодержащие же кремнистые образования имеют более узкое распространение по разрезу и по площади. Накопление подобных толщ происходило в эпохи относительной стабилизации тектонического режима в краевых частях крупных бассейнов; условия осадконакопления отвечали современным краевым морям (Берингово, Охотское, Японское, Норвежское) и зонам апвеллингов. Такие окраинно-континентальные кремнистые образования встречены в разрезах окраин разных континентов различных тектонических циклов. Наиболее выражены мезозойский и кайнозойский циклы в азиатской континентальной окраине (Приморье, Сихоте-Алинь, Япония, Сахалин, Камчатка) и на западной окраине Северной Америки — невадийский и кайнозойский циклы. Высокоуглеродистые кремнистые толщ с резко повышенной битуминизацией формируются и в кратерных озерах (табл. 1).

Из всех осадочных пород и современных осадков кремнистые характеризуются как самыми высокими, так и самыми низкими содержаниями С_{орг}. Так, в глинисто-кремнистых илах зон апвеллингов максимальные содержания С_{орг} — 14%, в формации Монтерей миоцена Калифорнии отмечены и более высокие значения — до 20%. Известны диатомовые илы (например, эсмодискусовые илы, современные антарктические илы), диатомиты с очень низким содержанием ОБ. Другие биогенно-кремнистые породы — радиоляриты, спонголиты — характеризуются пониженными значениями С_{орг} и ХБА. Радиоляриевые илы из всех современных осадков выделяются самыми низкими значениями С_{орг} — сотые, максимум первые десятые доли процента. Таким образом, далеко не все биогенно-кремнистые

породы и даже не все диатомиты на разных стадиях катагенеза характеризуются повышенным значением П_{нм}.

Источником кремнезема и ОБ в углеродсодержащих кремнистых толщах кайнозойского возраста и современных осадках являются диатомовые и желтозеленые водоросли. Эти водоросли, как и другие с кремниевой функцией — перидиной, а среди золотистых — силикофлагелляты, характеризуются повышенным содержанием липоидных компонентов.

В табл. 2 приведен состав этих водорослей. Главная их особенность — способность накапливать в определенных экологических условиях в качестве запасных веществ липиды, а именно — нейтральные. Содержание и состав запасных липидов зависит от разных экологических факторов, от широты и глубины обитания, от освещенности, от содержания минеральных веществ. Так, установлено, что при недостатке азота при голодании они накапливают липиды. В диатомовых шельфа липидов значительно больше, чем в диатомовых глубоководных частях океанического бассейна. До сих пор не установлено, в какой форме находятся запасные липиды. Вполне возможно, что липиды запасных систем или часть их связывается с кремнеземом раковины. По данным Е.А. Романкевича [1977], на границе взвесь — осадок происходит резкое изменение соотношений липоидных компонентов: в осадке сокращается доля УВ в ОБ по сравнению с взвесью в 20—60 раз, малополярных липидов в 20—30 раз (а именно, эти компоненты входят в запасные липиды). С определенной долей условности можно предположить, что УВ и малополярные липиды оказались связанными и не вошли в продукты экстракции. Жирные кислоты, жирные спирты, полярные липиды не испытывают подобных колебаний, их содержание изменяется незначительно. Сохранение липидов в осадке зависит прежде всего от окислительно-восстановительной обстановки, которая в значительной мере определяется размером раковин. Размеры раковин, формирующих потенциально нефтематеринские толщ, распределяют структуру и текстуру породы, коллекторские и емкостные свойства, во многом окислительно-восстановительную обстановку в осадке и т.д. Размеры раковин экваториальных диатомовых — 200—2000 мкм, арктических почти на два порядка меньше — 5—50 мкм. Возможно, крупные размеры раковин экваториальных диатомей также являются одной из причин чрезвычайно низкого нефтематеринского потенциала экваториальных диатомовых осадков.

Большая часть известных углеродсодержащих кремнистых толщ характеризуется резко повышенной битуминизацией: величина битумоидного коэффициента достигает 30%. К таковым относятся прежде всего миоценовые кремнистые породы Калифорнии — диатомиты, порцелланиты, кремнистые сланцы формации Монтерей. Диатомиты Мак-Китрик содержат 15% УВ, значительная доля их сингенетична вмещающим толщам. В табл. 1 дана геохимическая характеристика некоторых горючих сланцев Венгрии, основным породообразующим минералом в них являются кремнезем с хорошо различимыми остатками диатомей и желтозеленых водорослей. Диатомовые мергели Варпалота — образования типично морские, содержание ОБ в них изменяется от 8 до 49%, в среднем 15%, содержание битумоидов также очень высокое — до 5% на породу, степень битуминизации 25—30%, причем масла в них составляют 75—80%, метаново-нафтеносы УВ резко преобладают. По мнению Солти [Solty, 1981], содержанию УВ в

Таблица 2

Основные породообразующие водоросли (по Г.К. Барашкову [1972])

Группа	Состав запасных веществ	Состав скелета	Содержание липидов	Время массового проявления	Время единичного проявления
Синезеленые	Крахмал	—	—	PR	?
Красные	—	—	—	PR	?
Перидиней	"Масло"	SiO ₂	3,5–18	T	—
Диатомовые	—	SiO ₂	$\frac{11}{5-38}$	J ₃ , K	P, C
Желтозеленые	—	SiO ₂	5–10	—	—
Золотистые	—	—	—	—	—
кокколитофориды	—	CaCO ₃	—	O	C
силикофлагелляты	—	SiO ₃	$\frac{4-12}{8}$	J	O
Зеленые	Крахмал	CaCO ₃	1–10	—	—

Примечание. В числителе пределы значений, в знаменателе — среднее.

варпалотских сланцах пропорционально количеству остатков водорослей Батриококкус (эта желтозеленая водоросль часто встречается в горючих сланцах). Близки к ним по содержанию и качеству ОВ диатомовые сланцы Варкесо и Пула, по генетической природе эти бассейны различны: Варпалота — шельфовый морской бассейн, Пула и Варкесо — отложения кратерных озер, содержание и состав битумоидов в них идентичны.

Все эти диатомиты и диатомовые сланцы находятся на очень низких грациях катагенеза — не выше ПК₁–ПК₂, т.е. до начала массовой интенсивной генерации УВ, свойственной большинству нефтематеринских толщ. Такая высокая битуминизация характерна только для кайнозойских и в меньшей степени мезозойских горючих сланцев. Из всех же палеозойских сланцев самой высокой битуминизацией обладают кремнистые.

Ранес на примере ряда разрезов Сахалина, Камчатки, Хатырского бассейна было показано, что новообразование битуминозных компонентов в подобных толщах начинается раньше, чем в терригенных, что процессы перемещения битуминозных компонентов также отмечены еще в протокатагенезе и они связаны неразрывно с перестройкой структуры кремнистых пород [Бурлин и др., 1976; Баженова и др., 1982]. Возможно, что обогащение битумоидами на ПК₂ связано не столько с новообразованием, сколько с высвобождением запасных липидов, связанных с кремнеземом, а высвобождение их обусловлено перестройкой минеральных форм кремнезема. Связь увеличения битумоидов с переходами опал-А — опал-КТ — кварц нами установлена для ряда разрезов Западной Камчатки, Сахалина: эта тенденция четко прослеживается на разрезах 467 и 471 скв. Калифорнийского бордерленда (рис. 1), в которых разрез обогащен диатомовыми глинами и порцелланитами (Simoneit, Mazurek, 1981; Grechin et al., 1981).

Факт существования кремнисто-углеродистых природных соединений

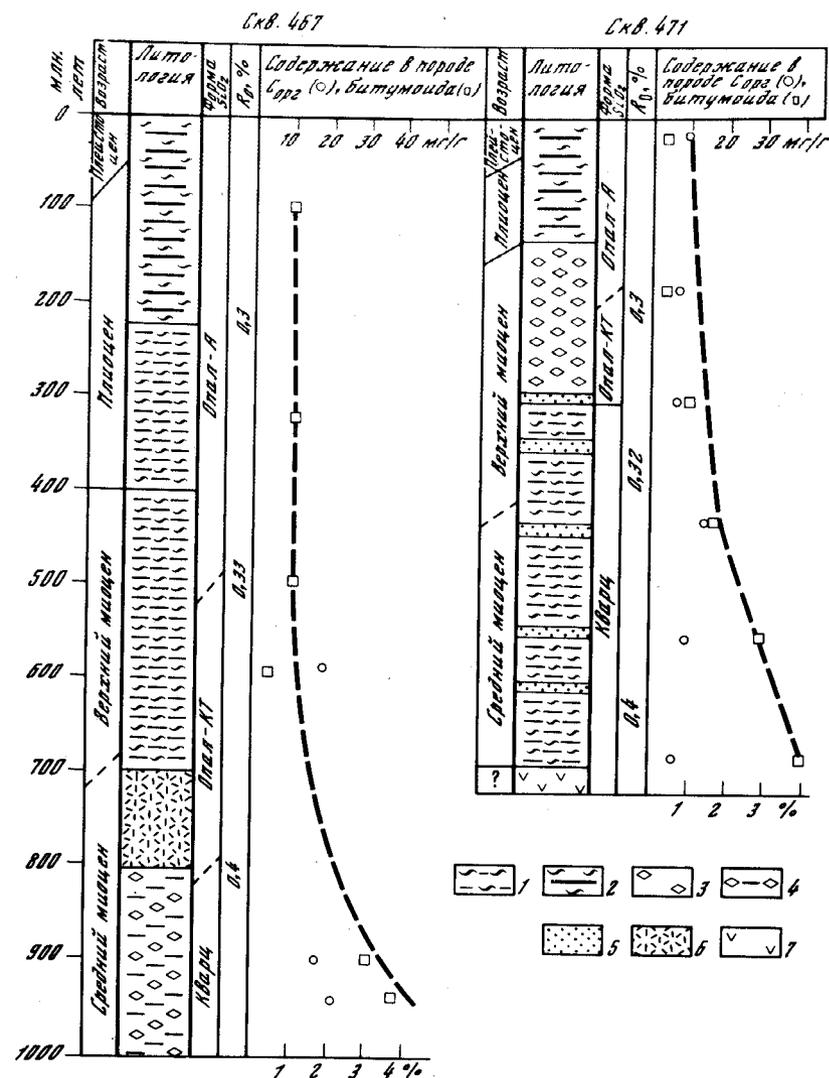
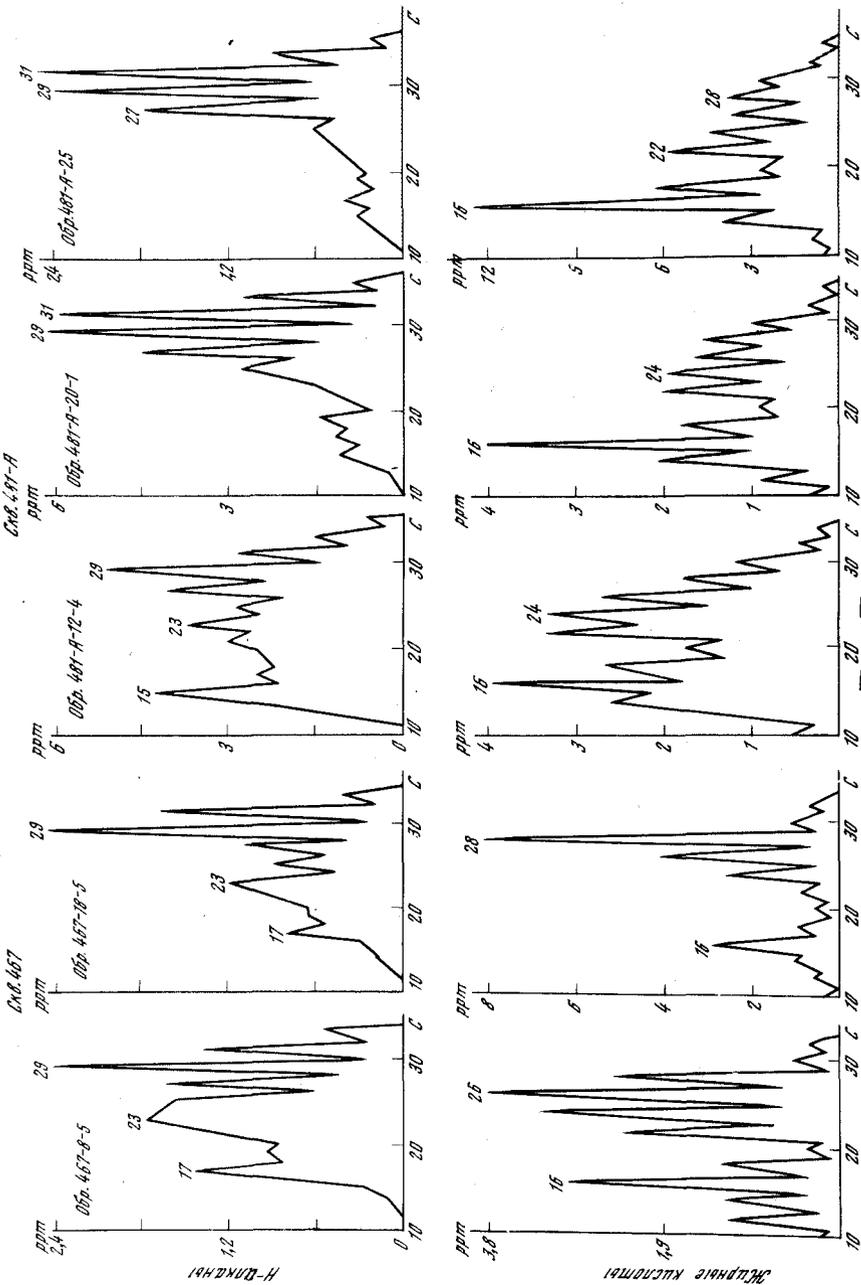


Рис. 1. Литолого-геохимический разрез скважин Калифорнийского бордерленда (по данным Ралькетера, Вельте, Грехина)

1 — диатомовые алевритистые аргиллиты; 2 — диатомовые глины; 3 — порцелланиты; 4 — кремнистые алевролиты; 5 — песок; 6 — туфы; 7 — базальты

известен, но о их форме говорится мало. Согласно подсчетам В.И. Вернадского, 10^9 – 10^{10} г кремния вовлечено в циклы живого вещества, но о форме его нахождения нет никаких данных [Вернадский, 1934].

Недавно в девонском битуме Л.В. Бершовым и А.С. Марфуниным [1980] был обнаружен при помощи двойного электронно-ядерного резонанса кремнистый углеводород. Содержание его 0,1% на ОВ, он довольно



стабилен, разрушается при 525°С, т.е. при тех же условиях, при которых происходит пиролиз керогена.

Процессы новообразования УВ также имеют место и до вступления толщи в зону мезокатагенеза. Это четко видно на примере характера распределения n-алканов битумоидов некоторых скважин Калифорнийского залива и бордерленда. В левой части рис. 2 представлены результаты хроматографии битумоидов диатомовых глин (скв. 467), находящихся на градации ПК₂ и не испытывавших дополнительного термального воздействия, в них в области n-C₁₂–n-C₂₀ резко преобладают n-алканы C₁₇, характерные практически для любых водорослевых УВ; в нижней графе дается характер распределения жирных кислот из тех же образцов, во всех них резко преобладает кислота C₁₆. В правой части графика дана хроматограмма образца из скв. 481: это диатомовые илы, которые были подвержены тепловому воздействию – внедрению силла, и в них наравне с C₁₇ появляется и C₁₅, очевидно, новообразованный за счет декарбоксилирования кислот C₁₆. В неглубоко погруженных диатомовых осадках среднего миоцена Калифорнийского бордерленда содержание УВ 0,005–0,04%, в органическом веществе 0,16–0,65%, в среднепогребенном осадке количество УВ возрастает до 0,015–4%, доля УВ в ОВ достигает 0,15–43%. Подчеркивается [Claypool et al., 1979; Isaaks et al., 1983], что обе группы образцов термально незрелы, т.е. не достигли уровня "нефтяного окна".

Ранее отмечалось [Баженова и др., 1982; Баженова, 1983], что подобные силициты могут быть сингенетично нефтеносными, формирование порового пространства в них связано со структурой кремнезема и минеральными переходами в них. Переход опала А в опал КТ приводит к сокращению объема, занимаемого форменными элементами, и образованию свободного пространства. В нижней части зоны ПК₃ формируется глобулярная структура кремнистой породы, что ведет к увеличению свободного пространства и появлению пор размером до 8–10 мкм, такую структуру имеют так называемые опоквидные силициты, с ними связана залежь Окружного месторождения (Восточный Сахалин).

На примере этого региона можно сказать, что наибольшей перспективностью в отношении сингенетичной нефтеносности характеризуются фитогенные силициты и глинисто-кремнистые породы находящиеся на градациях ПК₃–МК₁, сочетающие высокопотенциальные нефтематеринские свойства и лучшие фильтрационно-емкостные свойства.

Таким образом, формирование биогенно-кремнистых углеродсодержащих образований имело место в течение всего фанерозоя, их роль в осадочном процессе увеличивалась во времени и особенно в кайнозое; максимальное распространение они получили в миоцене, когда достигли расцвета наиболее липидсодержащие кремнистые водоросли – диатомовые.

Р и с. 2. Характер распределения n-алканов и жирных кислот в глинисто-диатомовых илах у п-ова Калифорния [Simoneit, Mazurek, 1970]

Л и т е р а т у р а

Баженова О.К. Сингенетично-нефтеосные глинисто-кремнистые отложения. — В кн.: Успехи в развитии осадочно-миграционной теории нефтегазообразования. М.: Наука, 1983, с. 220–225.

Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Карноушина Е.Е. Нефтематеринский потенциал кремнистых образований. — В кн.: Методы оценки нефте-и газоматеринского потенциала седиментаций. М.: Наука, 1982, с. 107–114.

Барашков Г.К. Сравнительная биохимия водорослей. М.: Пищ. пром-сть, 1972. 335 с.

Бершов Л.В., Марфуни А.С. Природный кремнийорганический радикал в битумах: определение методом двойного резонанса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 4, с. 100–104.

Бурлин Ю.К., Баженова О.К., Карноушина Е.Е., Колюхов А.И. К проблеме нефтеобразования в кремнистых толщах геосинклинальных областей. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1976, № 3, с. 12–24.

Вернадский В.И. Очерки геохимии. М. и др.: Горнефтеиздат, 1934. 380 с.

Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256 с.

Ушатинский И.Н., Харин В.С., Гаврилова Л.М. Литологическое строение и вещественный состав юрско-неокомских битуминозных отложений Западной Сиби-

ри. — В кн.: Геохимические критерии нефтегазоносности мезозойских отложений Западной Сибири. Тюмень, 1980, с. 29–36. (Тр. ЗапСибНИГНИ; Вып. 157).

Claypool G.E., Baysinger J.P., Lubeck C.M., Love A.H. Organic geochemistry. — In: H.E. Cook (Editor) Geologic studies of the Point Conception deep stratigraphic test well OCS-CAL 78-164 N 1, outer continental shelf, southern California, United States U.S. Geol. Surv. Open file Rept., 1979, p. 109–124.

Grechin V.J., Pisciotto K.A. et al. Neogene siliceous sediments and rocks off southern California and Baja California. DSDP, Leg 63, 1981, p. 579–593.

Isaaks C.M., Pisciotto K.A., Garrison R.E. Facies and diagenesis of the Miocene Monterey formation, California. "Siliceous deposits in the Pacific Region". Amsterdam, 1983, p. 247–282.

Papay L. IR and NMR characterisation of Oil generated from some Hungarian oil shale of 773 K. — Acta Mineralogica-Petrographica, Szeget, 1982, XXV/2, p. 147–156.

Simoneit Bernd R.T., Mazurek M.A. Organic geochemistry of sediments from the southern California borderland, DSDP, Leg 63, 1981, p. 837–852.

Soltý G. A várpalotai olajpala M. all Töldfáni-intezet évi jelen tесе az 1979. Evtöl, 1981, p. 249–265.

пород, которые содержат ОВ определенного фациально-генетического типа. Необходимая геохимическая информация включает данные о распределении ОВ, о количестве сингенетических битумоидов и УВ в ОВ каждого типа в интервале нескольких градаций катагенеза; основой для оценки газогенерации служит изучение эволюции состава небитуминозной части ОВ в катагенезе [Корчагина, Четверикова, 1983; Рогозина, 1984].

Коэффициенты выхода УВ по существу характеризуют продуктивность ОВ, которая определяется особенностями его строения и степенью катагенетической превращенности. Гумусовое ОВ способно выделить в мезокатагенезе 3–4% УВ от массы ОВ исходного этапа; преобладают газообразные УВ, а выход жидких не превышает 1%. Наиболее широко распространенное сапропелевое ОВ меланоидинового основания выделяет 6–7% УВ при равном соотношении жидких и газообразных, а редко встречающееся сапропелевое ОВ липидного основания — 10% при преобладании жидких УВ (7–8%). Приведенные цифры характеризуют продуктивность ОВ в интервале ПК–МК_{3–4}, более поздние этапы преобразования ОВ изучены недостаточно.

По величине удельной продуктивности НГМ пород, т.е. по количеству УВ, которые выделяются из 1 м³ породы, проведена классификация. К бедным НГМ отнесены породы, выделяющие менее 100 г/м³ УВ, в эту группу попадают породы, находящиеся на ранних этапах катагенеза при содержании в них ОВ менее 1%, а также породы на средних этапах мезокатагенеза, если они исходно содержали низкие концентрации ОВ, обладающего низким НГМ потенциалом. Хорошие НГМ породы, которые выделили 100–500 г/м³ УВ, наиболее широко распространены в НГМ толщах. Такая продуктивность достигается при широком диапазоне изменения концентраций ОВ (0,2–3%) и коэффициентов выхода УВ 0,2–5% от ОВ. Хорошие НГМ породы — это потенциально богатые породы в зоне начального катагенеза и более бедные НГМ породы в главных зонах нефте- и газообразования. Богатые НГМ породы с продуктивностью 500–2500 г/м³ исходно существенно обогащены ОВ с высоким НГМ потенциалом, обычно они встречаются в зоне, соответствующей середине мезокатагенеза. Редко встречаются уникальные НГМ породы, продуктивность которых 2500–20 000 г/м³; как правило, можно встретить только маломощные пласты таких НГМ пород.

В НГМ толщах, которые выделяются в пределах единой литолого-фациальной толщи, обычно присутствуют породы с различной продуктивностью, колебания которой могут достигать одного порядка. Поэтому для характеристики удельной продуктивности НГМ пород какой-либо толщи удобно пользоваться усредненной величиной. Средний удельный выход УВ рассчитывается, исходя из оценки каждого типа НГМ породы с учетом мощности, как средневзвешенная величина.

Анализ многочисленных данных, характеризующих удельную продуктивность НГМ пород различных толщ палеозоя Русской плиты и мезозоя Туранской плиты, позволяет оценить наиболее характерные средние значения для толщ, формировавшихся в различных палеогеографических условиях. В таблице приведены конкретные данные, характеризующие средневзвешенные значения для различных НГМ толщ. Эти значения различаются существенно меньше, чем конкретные данные при сравнении продуктив-

УДК 553.98.061.32

О.П. ЧЕТВЕРИКОВА

ОЦЕНКА ПРОДУКТИВНОСТИ НЕФТЕГАЗОМАТЕРИНСКИХ ПОРОД

Геохимическая оценка масштабов нефтегазообразования предусматривает определение общего количества жидких и газообразных углеводородов (УВ), которые эмигрировали из материнских пород в пределах областей нефтегазосбора. Для этого определяется удельная продуктивность нефтегазоматеринских (НГМ) пород, количество УВ, выделившихся из 1 м³ породы, на основании данных о количестве органического вещества (ОВ) и величин коэффициентов выхода жидких и газообразных УВ. Все определения удельной продуктивности НГМ пород проводятся для участков с равными условиями нефтегазообразования и для каждого типа НГМ

Удельная продуктивность НГМ пород, формировавшихся в различных фациальных условиях (усредненные данные)

Условия образования осадка	Преобладающий тип		Градация катагенеза
	пород	ОВ	
Морские относительно глубоко-водные	Глинистые и глинисто-карбонатные	Гумусово-сапропелевый	МК ₂₋₃
			МК ₃₋₄
То же	То же	То же	МК ₁₋₂
"	Глинисто-карбонатные	Сапропелевый	МК ₁₋₂
"	То же	То же	МК ₂₋₃
			МК ₁₋₂
Морские мелко-водные	Глинистые	Гумусовый	МК ₂₋₃
			МК ₁₋₂
То же		Гумусово-сапропелевый	МК ₁₋₂
"	Глинистые и карбонатные	То же	МК ₂₋₃
"			
"	Глинистые	То же	МК ₁₋₂
"	Глинистые и карбонатные	"	МК ₁₋₂
"			
"	То же	"	МК ₂₋₃
"	Глинистые	Сапропелевый	МК ₃₋₄
"	"	Гумусовый	МК ₃₋₄
"	Глинистые и карбонатные	Сапропелево-гумусовый	МК ₁₋₂
"			
"	Карбонатные	Сапропелевый	МК ₁₋₂
"	Глинистые	Сапропелево-гумусовый	МК ₁₋₂
"	Глинистые и карбонатные	Сапропелевый	МК ₁₋₂
"			
Мелководно- и прибрежно-морские	Глинистые	Сапропелево-гумусовый	МК ₁₋₂
То же	Карбонатные и глинистые	Гумусово-сапропелевый	МК ₁₋₂
"			
Мелководно- и прибрежно-морские	Глинистые и карбонатные	То же	МК ₂₋₃
			МК ₁₋₂
Прибрежно-морские	Глинистые	Сапропелево-гумусовый	МК ₁₋₂
			МК ₂₋₃
То же	"	То же	МК ₁₋₂
"	"	"	МК ₂₋₃
"	"	"	МК ₁₋₂
"	"	"	МК ₂₋₃
"	"	"	МК ₁₋₂

Удельный выход УВ из 1 м ³ породы, г		Район	Возраст
жидких	газообразных		
80	140	Средняя Азия	J ₃
140	270		
180	490	Прикаспий	C ₁₋₂
300	150		
700	300	"	D ₃
530	780		
1500	1000	Средняя Азия	K ₁ , ap, al
40	150		
20	50	"	K ₁ , nc
60	80		
50	200	"	J ₃
80	100		
90	130	"	J ₃
260	180		
150	600	"	J ₂
100	125		
30	80	Прикаспий	C ₁₋₂
120	180		
120	120	"	C ₂
110	400		
65	180	Прикаспий	P ₁
100	220		
100	420	Волго-Урал	D ₃
310	430		
25	50	"	D ₂
40	100		
20	80	Средняя Азия	K ₁ nc
20	150		
230	530	"	K ₁ , ap, al
		Прикаспий	C ₁₋₂

Таблица (окончание)

Условия образования осадка	Преобладающий тип		Градации катагенеза
	пород	ОВ	
Прибрежно-морские, лагунные и субаквальные континентальные	Глинистые и карбонатные	Гумусово-сапропелевый	МК ₁₋₂
	То же	То же	МК ₂₋₃
То же	Глинистые	Сапропелево-гумусовый	МК ₁₋₂
"	"	То же	МК ₂₋₃
Континентальные субаквальные и прибрежно-морские	Глинистые и алевроитовые	Гумусовый	МК ₁₋₂
	То же	"	МК ₂₋₃
То же	"	"	МК ₃₋₄
"	"	Сапропелево-гумусовый	МК ₁₋₂
"	"	То же	МК ₂₋₃
Континентальные субаквальные	"	Гумусовый	МК ₁₋₂
	То же	Глинистые	МК ₂₋₃

ности отдельных пород. В таблице даны характеристики пород, формировавшихся в относительно глубоководных морских условиях и в мелком море, в прибрежной зоне моря и в прибрежной равнине, заливаемой морем. Приведены значения для нескольких уровней катагенеза, но в основном до середины мезокатагенеза, так как массовые данные по нефтегазоносным бассейнам имеются только до этого катагенетического уровня. В некоторых случаях (см. таблицу) можно отметить отсутствие увеличения продуктивности с возрастанием уровня катагенеза. Это объясняется тем, что фактор накопления ОВ в различных участках бассейна обычно играет более значительную роль в определении продуктивности, чем величина возрастания коэффициента выхода УВ.

Массовые данные позволяют отметить, что средняя удельная продуктивность НГМ пород палеозоя Волго-Уральской области существенно выше, чем мезозойских пород, выявляется также зависимость продуктивности от условий формирования НГМ пород. Более высокий выход УВ, при прочих равных условиях, из палеозойских пород при сопоставлении с мезозойскими определяется, очевидно, более значительной обогащенностью ОВ древних пород липидной составляющей на стадии осадка. В мезозойских породах большее распространение получило ОВ, образованное из углеводно-белкового материала. Кроме того, в мезозойских толщах существенно больше, чем в палеозойских, пород, содержащих ОВ терригенного происхождения, в составе которого много гумуса, образованного из лигнина высшей растительности. Доля НГМ пород, формировавшихся в относительно глубоководных условиях, которые обычно характеризуются по-

Удельный выход УВ из 1 м ³ породы, г	Район	Возраст	
			жидких
70	60	Средняя Азия	К ₁ пс
70	70	"	К ₁ пс
150	225	"	J ₂
120	410	"	J ₂
80	290	"	J ₂
110	680	"	J ₂
110	900	"	J ₂
460	720	Волго-Урал	С ₁
650	1030	"	С ₁
70	260	Средняя Азия	J ₂
60	480	"	J ₂

вышенной продуктивностью, в разрезах палеозоя значительно больше, чем в НГМ толщах мезозоя.

Наиболее высокие значения удельного выхода жидких УВ определены для усредненной НГМ породы толщ, формировавшихся в относительно глубоководных условиях. Как правило, это глинисто-карбонатные породы, в которых рассеяно ОВ с большой долей сапропелевой составляющей. Уже на градации МК₁ они характеризуются выходом около 200 г/м³ жидких УВ, а в уникальных доманикоидных породах — до 500 г/м³. Значителен и выход газа — от 0,2 до 0,9 м³/м³. Снижение продуктивности относительно глубоководных НГМ пород может быть связано с пониженным накоплением ОВ, а также с примесью окисленных гумусовых компонентов, которые могут быть принесены подводными течениями. Обычно ОВ такого происхождения не обладает заметным НГМ потенциалом. Как правило, продуктивность НГМ пород относительно глубоководных морских фаций значительно возрастает по мере увеличения катагенетической превращенности. С увеличением уровня катагенеза на одну градацию продуктивность возрастает в 2, а иногда и в 3 раза. Эта специфика НГМ пород глубоководных морских фаций объясняется особенностями строения ОВ; в данном случае поликонденсаты, содержащие липидоподобные структуры, претерпевают деструкцию и освобождаются главным образом жидкие УВ. Спецификой преобразования ОВ доманикоидных пород является существенно менее значительное возрастание газогенерации к этапу МК₃, чем это фиксируется для других глубоководных пород.

НГМ породы, формировавшиеся в условиях мелкого моря, характе-

ризуются более низкой продуктивностью. Как правило, НГМ породы этих фаций глинистые и в ОВ повышена доля гумусовой составляющей. Выход жидких УВ к градации МК₁₋₂ для мезозойских пород составляет 20–60 г/м³, а для палеозойских — 100–120 г/м³. Пониженный выход УВ обусловлен, в случае накопления сапропелевого ОВ, пониженной концентрации С_{орг} в осадках, а в случае накопления достаточно высоких концентраций малым нефтематеринским потенциалом гумусового ОВ, низкой исходной концентрацией липидных компонентов.

В процессе катагенетической превращенности продуктивность НГМ пород мелководных морских фаций возрастает слабо до градации МК₃, и только при значительном погружении пород может увеличиться до 250 г/м³. Выход газообразных УВ из НГМ пород почти всегда существенно больше, чем жидких УВ, особенно на ранних этапах мезокатагенеза, и составляет обычно 0,07–0,3 м³/м³.

В НГМ толщах терригенного девона Русской плиты породы, формировавшиеся в условиях мелкого моря, переслаиваются в разрезе с прибрежными. Соответственно усредненная НГМ порода характеризует образования смешанных фаций. Средняя продуктивность НГМ пород этих толщ близка к значениям, установленным для НГМ пород, формировавшихся в мелком море. Более значительная газогенерация в отдельных случаях связана с повышенным накоплением ОВ.

НГМ породы прибрежно-морских фаций в разрезах мезозоя Туранской плиты приурочены в основном к отложениям нижнего мела. Они значительно менее продуктивны, чем описанные выше палеозойские НГМ породы. Низкая продуктивность этих пород определяется главным образом крайне низким накоплением НГМ ОВ. Большая доля гумусовой составляющей определяет преимущественно газогенерационную способность этих пород. Возрастание катагенетической превращенности практически не отражается на увеличении выхода жидких УВ, фиксируется только увеличение в 2 раза выхода газа при возрастании степени катагенеза на одну градацию.

В отличие от описанных прибрежных НГМ пород нижнего мела, которые характеризуются низкой продуктивностью, НГМ породы, приуроченные к толщам терригенных пород средней юры, выделяют существенно больше УВ. Очевидно, фактором, определяющим продуктивность, в данном случае явилось большое накопление ОВ, связанное со сменой аридного климата на гумидный. Среднеюрские толщи включают породы, формировавшиеся в субаквальных континентальных условиях, а также в условиях прибрежных равнин, периодически заливаемых морем; встречаются также и прибрежно-морские породы. Продуктивность усредненной НГМ породы этих толщ значительна, причем уже на градации МК₁₋₂ выделяется 70–150 г/м³ жидких УВ и в несколько раз больше газообразных. В подобных же условиях палеозойские породы визейского возраста характеризуются еще более значительной продуктивностью, которая вполне соизмерима с продуктивностью глубоководных морских отложений. В мезозойских толщах при увеличении доли пород прибрежно-морских фаций средний выход жидких УВ возрастает за счет присутствия в породах сапропелевого ОВ. При катагенетическом преобразовании продуктивность НГМ пород этих толщ возрастает, но не столь значительно, как это

было установлено для морских отложений. Очевидно, в данном случае имеет значение исходное накопление углеводородных соединений, а не их катагенетическое образование. В соответствии с преобладанием гумусового ОВ велика газогенерационная способность пород этих фаций, она оценивается выходом 0,3–0,5 м³/м³ СН₄ из мезозойских пород на градации МК₁₋₂, и до 0,9 м³/м³ из палеозойских. Газогенерация возрастает к середине мезокатагенеза.

Таким образом, данные о продуктивности усредненной НГМ породы различных НГМ толщ позволяют установить, что до середины мезокатагенеза в среднем выделяется 100–200 г/м³ жидких УВ, отмечены отклонения к минимальным значениям до 20 г/м³ и к максимальным — до 700 г/м³. Выход газа в среднем 0,3–0,5 м³/м³ с отклонениями от 0,1 до 1,5 м³/м³. Увеличение выхода жидких УВ в катагенезе наиболее отчетливо прослеживается для пород глубоководных фаций, а рост газогенерации — для пород субаквальных континентальных фаций.

Л и т е р а т у р а

Корчагина Ю.И., Четверикова О.П. Методы оценки генерации углеводородов в нефтегазопроизводящих породах. М.: Недра, 1983. 200 с.

Рогозина Е.А. Газообразование при катагенезе органического вещества осадочных пород. Л.: Недра, 1984. 163.

УДК 553.98.061.33

Е.С. ЛАРСКАЯ

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ МИГРАЦИОННО-АККУМУЛЯЦИОННОЙ СТОРОНЫ ПРОЦЕССА НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ

Эмпирически установлено, что массы углеводородов (УВ), необходимые и достаточные для образования промышленных скоплений нефти и газа, образуются только в пределах нефтегазоматеринских толщ (НГМТ), представляющих собой литолого-стратиграфические комплексы, плотности содержания органического вещества (ОВ) в которых более 1 млн. т/км², а плотность эмиграции УВ более 1 тыс. т/км² [Ларская, 1984]. Степень продуктивности НГМТ в значительной мере определяет масштабы нефтегазонакопления в пределах сингенетично нефтегазоносных комплексов и контактирующих с ними нефтегазопроизводящих эпигенетично нефтегазоносных комплексов. Образование скоплений нефти в сингенетично-нефтеносных комплексах происходит в основном за счет латеральной вторичной миграции свободных рассеянных битумов (ХБА_м), а эпигенетично-нефтеносных — в процессе сложного сочетания вертикальной и латеральной миграции рассеянных битумов и концентрированных нефтей.

Как показали исследования сингенетичного битумного фона, нефтяные

флюиды, зарождающиеся в нефтематеринских породах (НМП), представляют собой сложную смесь органических соединений, в составе которой доля УВ с числом С атомов более 14 (УВ с меньшим числом атомов С здесь не рассматриваются), колеблется в пределах 15–60% в зависимости от типа и уровня катагенеза материнского ОВ. Судя по имеющимся данным, на путях вторичной миграции перемещаются флюиды, состоящие из совокупности компонентов, входящих в состав битумов (смеси УВ и смолисто-асфальтовых компонентов) и более низкомолекулярных УВ (аналогов бензиновых и керосиновых фракций нефтей). В составе мигрирующих битумов (они нацело извлекаются хлороформом, поэтому их эквивалентом являются ХБА) содержание УВ определено на природных объектах равным 40–75%.

На основе анализа закономерностей распределения миграционных битумов в коллекторских и экранирующих породах и толщах, входящих в состав платформенного чехла Русской плиты и обрамляющих ее прогибов и впадин, установлено, что в нефтеносных бассейнах с завершенным для данного тектонического плана формированием нефтяных залежей следы миграции битумов в коллекторских породах сохраняются только в участках, благоприятных для микро- и макроаккумуляции, т.е. в антиклинальных структурах, рифогенных телах, ловушках неструктурного типа. В остальных участках миграционного пути от источников к нефтяным залежам количество ХБА_М в коллекторских породах близко к нулю. Следы микроаккумуляции подвижных битумов начинают появляться на расстоянии 2–3 км от водонефтяного контакта (ВНК) крупных залежей и 1–0,1 км – небольших. Причем, чем лучше коллекторские свойства пласта, тем уже зона битумного шлейфа. На подступах к зонам аккумуляции (нефтенакпления), наиболее выгодно расположенные ловушки которых заполнены нефтью, содержание ХБА_М в коллекторах менее 0,5 кг/м³, а плотность его суммарного количества в расчете на 100-метровую мощность не более 1 тыс. т/км². В периферических частях крупных зон нефтенакпления удельные содержания ХБА_М колеблются от 0,2 до 2 кг/м³, а плотность (Π_М^{ХБА}) при той же мощности коллектора – от 5 до 10 тыс. т/км². В пределах точек активной аккумуляции удельное содержание ХБА_М скачком возрастает от 10–30 до 80–200 кг/м³, а Π_М^{ХБА} при 10-метровом пласте – до 1 млн. т/км² и более.

Латеральная миграция битумов в терригенных нефтеносных комплексах осуществляется практически по всем коллекторским прослоям (проводящим путям), но плотность и сила потока, естественно, разные. Требования к выдержанности коллекторских прослоев особенно велики в сингенетично-нефтеносных комплексах, где основной является латеральная миграция. Формирование нефтяных скоплений промышленного характера, как показывает имеющийся материал [Ларская и др., 1984], в терригенных комплексах имеет место в основном в пластах или гидрогеологически единой совокупности прослоев, суммарная мощность емких коллекторов в пределах которых превышает 10 м. Только в этих условиях создается возможность для осуществления важнейшей части нефтеобразовательного процесса, заключающейся в количественно-качественном скачке, происходящем в составе ХБА_М при накоплении его в ловушке в количестве, превышающем 60–80 мг/м³ коллекторской по-

роды. Колебания этого нижнего предела связаны с тем, что даже при одинаковой степени нефтенасыщения одинаковых по емкости коллекторов количество ХБА_М, извлекаемого из них при наличии нефти плотностью менее 0,85 г/см³, существенно меньше, чем при тяжелых нефтях.

Однако с введением поправочных коэффициентов на потерю бензиновых и керосиновых фракций (и небольшую часть масляной фракции), оказывается, что при любом типе нефти минимальный предел нефтесодержания в хорошем коллекторе не менее 100 кг/м³. В процессе упомянутого качественного скачка состав флюида изменяется так, что вместо 50–60% УВ в ХБА_М в извлекаемом из нефтенасыщенного коллектора битуме становится 75–85%, доля асфальтенов падает с 5–10 до 0,5–2% (окисленные нефти не рассматриваются). В составе метаново-нафтеновой фракции рассеянного ХБА_М обычно не более 40% парафинов, в ХБА, извлеченном из нефтенасыщенного ядра (ХБА_Н) – более 50%; в составе ХБА_М не более 5% n-алканов, среди которых преобладают средне- и высокомолекулярные; в ХБА_Н 10–25% n-алканов, среди которых доминируют n-алканы с числом атомов С менее 18. Столь же резкие изменения имеют место и в ароматической фракции.

Образование нефти из мигрирующих битумов происходит в коллекторах-ловушках, в которых не только возможно накопление и выделение в свободную гомогенную фазу большого количества нефтяного флюида (совокупность ХБА_М и низкокипящих УВ), но и осуществляется жесткая фиксация скопления при достаточно хорошей изоляции его от движущихся подземных вод, обладающих свойством способствовать транзитному прохождению наиболее мигрантоспособных нефтяных УВ и окислять более высокомолекулярные УВ и особенно смолисто-асфальтовые фракции ХБА_М, "застрявшие" в ловушках. Степень изоляции можно определить по количеству прошедшего транзитом ХБА_М, методика расчета которого была опубликована нами ранее [Ларская, 1984]. Эмпирически установлено, что в формирующихся залежах нефти оно (ХБА_М^Т) составляет не более 50% от современного суммарного содержания ХБА_М в ловушке, в сформировавшихся залежах – близко к нулю, в плохо изолированных ловушках (разрушающихся залежах) – в 1,5–10 раз превышает массу ХБА_М (нефти) в ловушке.

Существование качественного скачка подтверждается и наличием битумного шлейфа вокруг нефтяных залежей, размеры которого тем меньше, чем лучше коллекторские свойства пласта. Кроме того, указанное обстоятельство свидетельствует о поступлении ХБА_М в ловушку микродозами. Более совершенное "втягивание" ХБА_М, особенно его наиболее подвижных компонентов, в ловушки, сложенные хорошими коллекторами, проявляется также в том, что состав ХБА_М в шлейфах значительно беднее УВ, нежели состав ХБА в плохо проницаемых коллекторах. Задержка мигрирующей смеси в плохих коллекторах на подступах к ловушке, является, видимо, основной причиной сложной конфигурации и объемности ВНК, существования переходных зон.

В эпигенетично нефтеносных комплексах перемещение ХБА_М, поступающего извне, насколько удалось установить на сравнительно небольшом числе объектов, в основном происходит по мощным хорошо проницаемым коллекторским пластам, имеющим (имевшим) сообщение со скоплениями

нефти в других комплексах. Поэтому маломощные (менее 5 м) прослой коллекторов в зонах аккумуляции практически не содержат ХБА_М. В сингенетично-нефтеносных комплексах, где глинистые и карбонатно-глинистые прослойки между коллекторами являются нефтегенерирующими (в данной структуре или в очаге нефтеобразования), маломощные песчано-алевролитовые коллекторы содержат 5–40 кг/м³ ХБА. И это вне ореолов рассеивания залежей. Состав битумов в этих микроаккумуляциях (УВ 20–40%) очень далек от состава нефти, но показывает, что состав мигрирующих "нефтяных" флюидов весьма отличен от нефтяного вплоть до их попадания в ловушку, где дифференциальное улавливание и силы всплывания кардинально меняют состав накапливающегося вещества.

Миграция и аккумуляция ХБА_М осуществляется и в пределах газоносных, особенно газоконденсатоносных комплексов, однако масштабы их на порядок и более ниже, чем в нефтеносных комплексах. Кроме того, продуктивные пласты первичных газоконденсатных залежей в сингенетично продуктивных комплексах содержат в 2–3 раза больше ХБА_М, чем в эпигенетичных. Вторичные газоконденсатные залежи (т.е. залежи, сформировавшиеся на месте гипергенно разрушенных нефтяных залежей) любого генезиса могут содержать ХБА_М столько же, сколько и коллекторы нефтяных залежей тяжелых нефтей, но состав битума резко отличается огромным содержанием асфальто-смолистых компонентов [Максимов и др., 1979]. Удалось в первом приближении установить прямую, хотя и не очень строгую зависимость между содержанием ХБА_М в коллекторах первичных газоконденсатных залежей и концентрацией конденсата в газе, что, по-видимому, указывает на сопряженность их образования. В коллекторах почти чисто газовых залежей концентрация ХБА_М варьирует от 0,2 до 2 кг/м³, в газоконденсатных с содержанием конденсата не более 300 г/м³ — от 1 до 10 кг/м³. При большем содержании конденсата в газе (месторождения Днепровско-Донецкой впадины, Тимано-Печорской провинции) она достигает 30 кг/м³. Суммарные массы ХБА_М, заключенного в газоконденсатных залежах, достигают во многих залежах десятков миллионов тонн. В составе битума 60–70% УВ, причем в основном либо таких же, как и в ХБА_Н или более легких. Например, в пермской (артинской) газоконденсатной залежи месторождения Хыльчюу в составе ХБА около 80% УВ, из которых почти 90% метаново-нафтеновые, в том числе более 60 парафиновых УВ. Основная масса ароматической фракции представлена алкилбензолами со степенью водородной насыщенности — 6 и — 8.

Миграционное поступление ХБА_М в залежи подтверждается наличием вокруг них, так же как и вокруг нефтяных залежей, битумного шлейфа, размеры которого зависят опять-таки от проницаемости коллектора. Содержание ХБА_М в шлейфах у газоконденсатных залежей примерно такое же, как и в шлейфах нефтяных (при одинаковых коллекторских свойствах пластов).

В маломощных прослойках коллекторов терригенных газоконденсатоносных комплексов так же, как и в нефтеносных, имеются микроконцентрации ХБА_М в точках аккумуляции, но величина их в 3–10 раз меньше, чем в аналогичных коллекторах нефтеносных комплексов, хотя состав отличается довольно мало.

Суммарные массы рассеянных и полуконцентрированных ХБА_М в зонах

аккумуляции весьма велики: в газоносных пластах на 1 км² площади залежи от 0,1 до 2 усл. ед., в их битумных шлейфах 0,01 — 0,1 усл. ед./км²; в шлейфах нефтяных залежей 0,1–0,5 усл. ед./км², в зонах микроаккумуляции — до 2 усл. ед./км². Эти массы потеряны для формирования нефтяных скоплений, что следует учитывать при прогнозировании ресурсов объемно-генетическим методом. Следует заметить, что в однотипных структурах и комплексах, находящихся в одинаковом положении относительно источников нефти, намечается жесткое соотношение между количеством "размазанного" и аккумулярованного битума (запасами нефти), которое может быть использовано для уточнения оценки ресурсов терригорий методом геологических аналогий.

Закономерности распределения ХБА_М в карбонатных продуктивных толщах несколько отличаются от таковых в терригенных, особенно сингенетично продуктивных. Результаты исследования многих карбонатных продуктивных и непродуктивных комплексов привели автора к выводу о том, что чисто карбонатные толщи (содержание нерастворимого остатка породы менее 5%) с низким (менее 0,2%) содержанием ОВ вне влияния нефтегазопроизводящих отложений или залежей нефти обладают малыми (менее 0,002%, или 0,05 кг/м³) концентрациями ХБА, состоящего из одной только сингенетичной компоненты (например, каменноугольные и верхнедевонские отложения южной половины Московской синеклизы, пермские и каменноугольные карбонатные комплексы Тимано-Печорской провинции на непродуктивных площадях). В зоне влияния слабо генерирующих (низкопродуктивных) НГМТ на положительных структурах уровень битуминозности карбонатных толщ повышается, достигая 0,5 кг/м³, в составе ХБА отчетливо видно присутствие миграционной компоненты (ордовикские и фаменские известняки северных областей Московской синеклизы) [Особенности..., 1974]. В пределах крупных структурных элементов (типа Соль-Илецкого свода, валлообразных поднятий северного борта Прикаспийской впадины), находящихся в зоне влияния крупных очагов интенсивной нефтегенерации (Бузулукская и Прикаспийская впадины, некоторые участки Предуральяского прогиба), "фоновые" содержания рассеянных битумов в карбонатных породах и толщах перми и карбона примерно в 3–5 раз выше ($\beta_{хл} = 0,6–10$ вместо 1–3%), чем при сингенетичной битуминозности одновозрастных отложений за пределами положительных структур. Например, нижнепермские карбонатные породы на Мустаевской площади в среднем содержат около 0,2 кг/м³ ХБА при $\beta_{хл}$ менее 1,5%, а в расположенном на расстоянии менее 10 км Оренбургском поднятии — 0,2–2 кг/м³ в непосредственной близости к контуру продуктивности крупнейшей вторичной залежи газоконденсата. В точках активной аккумуляции (сводовые части антиклинальных структур, рифовые массивы и другие участки, где могли бы существовать ловушки) наблюдается существенное возрастание концентрации ХБА_М: от 0,4–2 кг/м³ на продуктивных площадях до 2–5 кг/м³ в структурах с небольшими нефтепроявлениями или в теле первичных газоконденсатных залежей (некоторые этажи месторождения Карачаганак) и до 50–100 кг/м³ в зонах промышленного нефтенасыщения или во вторичных газоконденсатных залежах. Плотность содержания ХБА_М на положительных структурах значительных зон нефтенакпления колеблется в широ-

ких пределах. Например, на северном борту Прикаспийской впадины в 400-метровой карбонатной толще среднего–верхнего карбона она составляет 0,2–0,3 усл. ед., на непродуктивных структурах или за пределами точек активной аккумуляции продуктивных структур достигает 1–1,5 усл. ед. в аналогичных по мощности нижнепермских карбонатных толщах в 3–4 км ниже от вершины структуры, содержащей залежь газа с нефтяной оторочкой, в теле нефтяных и вторичных газоконденсатных залежей – 2–20 усл. ед.

Для карбонатных комплексов значительных зон нефтегазонакопления в участках активной аккумуляции и фиксации скоплений характерна гораздо большая неравномерность распределения ХБА_М в разрезе, чем в терригенных коллекторах. Прослой с высокими концентрациями ХБА_М составляют в разрезе более или менее компактные пачки мощностью от 2 до 20 метров, обладающие разной выдержанностью по площади залежи. В этих пачках сосредоточена основная масса миграционных битумов (нефтей): 5-метровый интервал в разрезе скв. 154 Каменной площади при концентрации ХБА_М около 1,8% (45 кг/м³) создает плотность вдвое больше, чем остальная 100-метровая пачка.

Вниз и вверх от кровли и подошвы залежей в карбонатных толщах несколько менее резко, чем в терригенных, падает содержание ХБА_М (до 0,5 кг/м³), так что в отличие от глинистых экранов, карбонатные экраны на большую мощность содержат небольшое количество ХБА_М (в терригенных комплексах это проявляется на расстоянии не более 50 м и то в основном в некоторых соотношениях в составе УВ, а не в количестве ХБА_М).

Настоящим исследованием удалось вскрыть в первом приближении лишь некоторые особенности распределения миграционных битумов, проливающие свет на мало известные стороны миграции и аккумуляции нефтяных флюидов, важные для познания закономерностей формирования залежей нефти и газоконденсата. Многие из них оказались не совсем однозначными, и понимание их лежит на стыке изучения битуминозности, коллекторских свойств пород, динамики и термодинамики процессов накопления и преобразования битумов в зонах аккумуляции.

Л и т е р а т у р а

Ларская Е.С. Оценка потерь жидких флюидов в зонах аккумуляции. – В кн.: Геохимические критерии оценки масштабов нефтегазонакопления и прогноза качества углеводородных флюидов в зонах аккумуляции. М.: ВНИГНИ, 1984, с. 56–64.

Ларская Е.С., Полянская В.С., Котельникова Э.Д. Количество и состав битумов в нефтегазовых горизонтах Богдановского месторождения. – Геология нефти и газа, 1984, № 9, с. 35–42.

Максимов С.П., Ларская Е.С., Сухова А.Н. Стадийность образования Оренбургского месторождения. – Геология нефти и газа, 1979, № 2, с. 56–67.

Особенности накопления и преобразования органического вещества докаменноугольных отложений Русской платформы/Е.С. Ларская, К.Ф. Родионова, О.П. Четверикова и др. М.: Недр, 1974. 274 с.

УДК 552.5 (575.1 + 575.2)

А.М. АКРАМХОДЖАЕВ, А.В. КИРШИН, М.И. КУШНИР

МАСШТАБЫ НЕФТЕ- И ГАЗООБРАЗОВАНИЯ В НЕДРАХ УЗБЕКИСТАНА В СВЯЗИ С ОСОБЕННОСТЯМИ РЕАЛИЗАЦИИ ГЕНЕТИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА ПРОДУКТИВНОСТИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА РАЗНОГО ТИПА

Нами [Акрамходжаев, 1973, 1982] неоднократно отмечалось, что в результате специальных экспериментальных работ установлено наличие в считавшемся ранее нерастворимым органическом веществе (ОВ) жидких и газообразных углеводородов (УВ), содержание которых закономерно связано с типом ОВ и степенью его преобразованности. Именно эти результаты позволили выявить ранее неизвестное свойство ОВ сохранять и накапливать до определенных термобарических условий в своей нерастворимой части жидкие и газообразные УВ – продукты диагенеза и раннего катагенеза [Акрамходжаев, 1973].

Несмотря на то что данное положение постоянно подкрепляется [Старобинец и др., 1978; Еременко, Твердова, 1980; и др.] новым фактическим материалом, оно, к сожалению, еще не получило всеобщего признания. Поэтому коротко приведем еще раз основные доказательства достоверности и обоснованности полученных нами выводов.

Наличие УВ в газовой фазе, выделяемой из нерастворимого ОВ (НОВ) при температурах, исключающих его деструкцию, доказывается представительным (почти на 300 образцах) экспериментальным материалом, полученным на масс-спектрометре и хроматографе.

Правильность количественной оценки содержания этих УВ подтверждается отличной сходимостью баланса веществ в исходном НОВ и продуктах его дегазации, а также сопоставлением результатов масс-спектрометрии с материалами независимого определения этих веществ термовесовым методом [Акрамходжаев и др., 1982].

О том, что это преимущественно реликтовые УВ, находившиеся главным образом в сорбированном состоянии в самой структуре НОВ, убедительно свидетельствуют: 1) идентичность масс-спектров веществ, выделяемых при комнатной (~30 °С) температуре и при прогреве образцов по крайней мере до 200–250 °С [Акрамходжаев, 1982]; 2) энергетические расчеты, показывающие, что в наших опытах затраты тепловой энергии составляли 10–12 ккал/моль, что как раз и необходимо для процессов десорбции газов из твердого вещества и совершенно недостаточно для разложения ОВ, где требуется энергия не менее 50 ккал/моль; 3) наличие двух пиков максимального выделения УВ в эксперименте: при температурах 150–175 и 350–450 °С, что никак не может быть объяснено только пиролизом ОВ, так как два максимума противоречат уравнению Аррениуса; 4) практическая ненарушенность несущей структуры НОВ при прогреве образцов до температуры 550 °К (277 °С), что зафиксировано рентгено-нейтрографическими исследованиями, выполненными в ИЯФ АН УзССР [Каримов, Каланов, 1982].

Причины сохранности жидких и газообразных УВ в НОВ, несмотря на

исключительно жесткие условия обработки пород органическими и неорганическими растворителями при его выделении, следующие: 1) особенности структуры НОВ, в частности ее "сшитость"; 2) широкое развитие микропор с большой сорбционной поверхностью и диаметром, достаточным для размещения молекул УВ, но меньшим диаметра молекул растворителя; 3) экранирующее действие связанной воды, закрывающей либо уменьшающей отверстия пор и препятствующей как выходу из них молекул УВ, так и поступлению в них молекул растворителей.

О сказанном свидетельствует то, что в эксперименте выходу УВ предшествует выход связанной воды при температуре 110°С [Акрамходжаев и др., 1976].

Нами приведен далеко не полный перечень доказательств, но и они, на наш взгляд, достаточны, чтобы утверждать: выявленное свойство ОВ — факт, и с ним нельзя не считаться.

Это особенно важно в связи с тем, что из данного факта вытекает целый ряд выводов научного и практического характера.

В научном отношении — это уточнение механизма преобразования ОВ в литогенезе, конкретизация места, времени и причин проявления основных фаз генерации и эмиграции УВ, возможность количественной оценки масштабов этих процессов.

Практический аспект результатов заключается главным образом в создании такого варианта объемно-генетического метода оценки потенциальных ресурсов нефти и газа, который учитывает не только новообразованные в катагенезе УВ, но и углеводородные продукты более ранних стадий преобразования ОВ — в диагенезе и начальном катагенезе, т.е. те продукты, которые ранее упускались и которые являются весомой добавкой в общий углеводородный баланс недр.

Эмиграция сорбированных УВ, фиксируемая четким уменьшением УВ в НОВ, сопровождается одновременным обогащением битумоидами вмещающих пород. Это говорит о том, что здесь действительно имеют место процессы интенсивного нефтеобразования, но называть эту зону надо не главной фазой нефтеобразования (ГФН), а главной зоной генерации и эмиграции жидких УВ.

С учетом сказанного можно утверждать, что реализация исходного генетического потенциала продуктивности ОВ нефтегазоматеринских пород обусловлена двумя процессами, протекающими в недрах в определенных термобарических условиях: десорбцией ранее сформировавшихся и законсервированных УВ и новообразованием последних в результате деструкции НОВ.

Кстати, при анализе зависимости содержания сорбированных УВ в НОВ от максимальной палеоглубины погружения вмещающих пород выяснилось [Акрамходжаев и др., 1980], что наряду с основным выделяется и второй — менее интенсивный максимум этого параметра, характеризующий, по нашему мнению, вторичную сорбцию нерастворимым ОВ части жидких УВ — продуктов ГФН с последующей ее десорбцией в более жестких термобарических условиях. Это, видимо, объясняет в определенной степени возможность и механизм сохранения скоплений жидких УВ в отдельных случаях на больших и сверхбольших глубинах вопреки существующим теоретическим представлениям. Именно в сорбированном состоянии жид-

кие УВ, как и другие вещества, более устойчивы, что и приводит к их сохранности при существенно более высоких, чем обычно, температурах.

Количественная оценка степени реализации генетического потенциала продуктивности ОВ материнских пород с учетом указанных особенностей как раз и обусловила принципиальные отличия предложенного варианта объемно-генетического метода от существующих. Вторым ее отличительным признаком является раздельное определение масштабов генерации и эмиграции жидких и газообразных УВ. Это достигнуто благодаря учету в мацеральном составе ОВ микрокомпонентов, действительно обладающих (обладавших) нефтегазоматеринским потенциалом, и созданию математической модели их преобразования при последовательном погружении вмещающих пород. В связи с этим хотелось бы более подробно остановиться на одном из вопросов этой раздельной оценки. Речь пойдет о количественном определении доли в ОВ сапропелевой составляющей, т.е. мацералов групп альгинита, лейпингита и т.п.

Как известно, массовое определение данного показателя практически сталкивается с двумя серьезными трудностями. Первая заключается в большой трудоемкости углететрографического анализа, вторая — в том, что в большинстве образцов мацералы представлены бесструктурным веществом — микстинитом, а в этом случае говорить о сколько-нибудь точных количественных показателях не приходится.

Учитывая существование связи между элементным составом ОВ, с одной стороны, и его типом и степенью преобразованности — с другой [Акрамходжаев, 1982], мы допустили, что должна существовать определенная связь и между элементным составом ОВ и содержанием в нем интересующих мацералов. Взяв за основу составленную нами ранее диаграмму ($H-2O^{OH}/C_{ат}$) и имевшиеся, хотя и немногочисленные, сведения о мацеральном составе ОВ нефтегазоматеринских породах Узбекистана, мы нашли, что между данными параметрами фиксируется теснейшая связь с коэффициентом корреляции 0,95. Поскольку элементный анализ выполнен в Узбекистане по десяткам тысяч образцов, стало возможным охарактеризовать по сапропелевой составляющей ОВ практически все нефтегазоматеринские толщи территории. Ясно, что такой подход существенно повысил надежность раздельной оценки жидких и газообразных УВ в продуцированной материнскими толщами углеводородной смеси.

Переход к потенциальным ресурсам нефти и газа осуществлялся двумя способами: как использованием коэффициента аккумуляции по аналогии с известными эталонными районами и отложениями, так и расчетом потерь УВ при миграции в ловушки, расформировании последних и т.д.

В рамках последнего подхода впервые сделана попытка формализовать методику расчетов этих потерь, выполнить алгоритмизацию данной задачи с завершением ее в виде программы для ЭВМ. При выводе конечной формулы широко использованы закономерности пространственной изменчивости основных исходных характеристик. Правда, пришлось допустить и идеализацию отдельных условий, что, однако, вполне оправданно.

Обычно объемно-генетический метод используется на этапе регионального количественного прогноза перспектив нефтегазоносности недр. Мы же сделали попытку распределения потенциальных ресурсов, полученных генетическим подходом, по конкретным площадям до структур I и II по-

рядков, т.е. практически осуществили переход от регионального прогноза к локальному.

Ограничиваясь сказанным, обратим внимание на необходимость, как нам представляется, дифференциации потенциальных ресурсов нефти и газа и их прогнозных запасов по степени достоверности оценок. Сейчас эти показатели, рассчитанные объемно-генетическим методом, считаются практически равноценными, независимо от степени геолого-геохимической изученности исследуемых регионов и отложений. По нашему мнению, более правильно распределять потенциальные ресурсы по достоверности на три категории.

I. Полученные в хорошо изученных регионах, где возможно достоверное определение потерь УВ и соответствующих коэффициентов аккумуляции. По существу, это сегодня эталонные объекты, где прирост запасов практически невелик, например палеоген Ферганской впадины.

II. Ресурсы, определенные в регионах со средней изученностью, где можно с некоторой степенью приближения оценить потери УВ, используя закономерности пространственной изменчивости расчетных параметров. Пример — верхнеюрская карбонатная формация Западного Узбекистана.

III. Наименее достоверно определяемые ресурсы в плохо изученных районах с использованием коэффициентов аккумуляции с учетом степени геологической аналогии с эталонным объектом, где определялся коэффициент аккумуляции. Например, при оценке перспектив тех же верхнеюрских карбонатов Южного Узбекистана можно с некоторой долей условности использовать коэффициент аккумуляции, найденный для отложений Западного Узбекистана, но с введением соответствующей поправки, учитывающей различия в развитии этих районов в неоген-антропогенное время.

В соответствии с предложенным делением потенциальных ресурсов по категориям должна обосновываться и степень достоверности рекомендаций, учитываемых при планировании поисково-разведочных работ на нефть и газ.

Л и т е р а т у р а

Акрамходжаев А.М. Органическое вещество — основной источник нефти и газа. Ташкент: Фан, 1973. 202 с.

Акрамходжаев А.М. Нефть и газ — продукты преобразования органического вещества. М.: Недра, 1982. 261 с.

Акрамходжаев А.М., Амирханов Ш.Х., Киришин А.В. Информативность дебиту-минимизированной части рассеянного органического вещества при объемно-генетическом методе оценки прогнозных запасов нефти и газа. — Узб. геол. журн., 1976, № 3.

Акрамходжаев А.М., Амирханов Ш.Х., Киришин А.В. Еще раз о сорбированных углеводородах в нерастворимом органическом веществе осадочных пород. — Геология нефти и газа, 1982, № 10, с. 52—58.

Акрамходжаев А.М., Киришин А.В., Кушнир М.И. Об образовании и сохранении скоплений жидких углеводородов на больших глубинах. — Узб. геол. журн., 1980, № 3.

Еременко Н.А., Твердова Р.А. Сорбированные углеводороды в рассеянном органическом веществе. — Геология нефти и газа, 1980, № 12, с. 26—31.

Каримов И.А., Каланов М.К. Рентгено-нейтрографическое исследование нерастворимого органического вещества осадочных пород. — Докл. АН УзССР, 1982, № 3.

Старобинец И.С., Емец Т.П., Жильцова Л.И. и др. О влиянии мацерального состава углей на углеводородообразование. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 5, с. 45—52.

УДК 553.98:551.73 (477.5)

П.Ф. ШПАК, А.Е. ЛУКИН

УСЛОВИЯ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ В ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Днепровско-Донецкая впадина охватывает среднюю часть Днепровско-Донецкого авлакогена, сформировавшегося в пределах юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. Впадина включает протяженный осевой грабен, склоны Украинского кристаллического щита и Воронежской антеклизы и выполнена мощной толщей палеозойских и мезозойско-кайнозойских отложений. Центральное место во впадине занимает сложно построенный грабен. Характерная черта его строения — продольные и поперечные нарушения, по которым архейско-протерозойский фундамент погружается к осевой части и в сторону складчатого Донбасса. В грабене северо-западной части впадины и на примыкающих участках бортов, а также в районе Белоцерковского и Новотроицкого выступов установлены среднедевонские и раннефранские терригенно-карбонатные отложения. Распространение позднефранско-фаменских терригенно-карбонатных, вулканогенных и эвапоритовых образований контролируется системой глубинных разломов, ограничивающих грабен.

На его территории широко развиты все стратиграфические единицы карбона. В то же время на бортах впадины фундамент перекрыт главным образом верхневизейскими осадками, а на юго-востоке — турнейскими отложениями. Эти обстоятельства дают основания для выделения среднедевонско-раннефранского (синеклизного), позднефранско-фаменского (рифтового) и последевонского (синеклизного) этапов развития впадины.

Раннеплатформенный (среднедевонско-раннефранский) этап развития Днепровско-Донецкой впадины не внес существенного вклада в ее нефтегазоносность. Эйфельские, живетские, шигровские отложения характеризуются небольшими мощностями и низкими темпами осадконакопления, "поскутным" распространением, отсутствием фаций, благоприятных для захоронения рассеянного органического вещества (РОВ) в повышенных концентрациях.

Позднедевонский (позднефранско-фаменский) рифтовый этап развития, охватывающий основную часть франа и весь фамен, характеризовался максимальной палеотектонической, палеогеоморфологической и литолого-фациальной дифференциацией Днепровско-Донецкого осадочно-бассейна и прогрессирующей аридизацией климата. Возникает система отрицательных рифтогенных структур (грабен-синклиналей, трогообразных прогибов), фаза некомпенсированной седиментации в пределах которых представлена доманикитами и доманикоидами, а компенсирующие толщи — солями, вулканитами, терригенными флишоидами. В краевых частях этих депрессий и прогибов локализуются литологические и стратиграфические ловушки (рифтогенно-карбонатные тела, различные зоны выклинивания терригенных коллекторов), а в приосевых — различные по своей природе антиклинальные структуры, погребенные под каменноугольными отложениями.

Доманикиты и доманикоиды, приуроченные к системе верхнедевонских депрессий, представлены темноцветными кремнисто-карбонатно-глинистыми, глинисто-карбонатными и существенно глинистыми отложениями со специфическим комплексом палеонтологических остатков (тентакулиты, радиолярии, кониконхи, гониатиты). Они обогащены $C_{орг}$ (до 4–5%), P, B, V, Ni и другими элементами. В глинистом веществе отмечено повышенное содержание тонкодисперсных смешанно-слоистых минералов, представляющих собой продукты катагенеза монтмориллонита и разбухающих фаз типа гидрослюда–монтмориллонит и хлорит–монтмориллонит. Характерно повышенное содержание сульфидной серы, закисного железа, меди и других элементов, накапливающихся в восстановительной обстановке диагенеза. Геохимические и палеоэкологические особенности позволяют отнести эти отложения к сульфидной, сидеритово-сульфидной и сидеритовой геохимическим фациям диагенеза. Практически полное отсутствие гуминовых веществ, элементный состав хлороформенного битума и другие геохимические особенности свидетельствуют о сапропелевом (алиновом) характере исходного РОВ франских и задонских депрессионных фаций. РОВ елецких глинистых отложений характеризуется гумусово-сапропелевым (амикагиновым) составом. Вместе с тем существенное "покисление" битумоидов в соответствии с установленными геохимическими критериями [Вышемирский и др., 1971; Неручев, 1969] свидетельствует об интенсивной эмиграции нефтяных углеводородов (УВ), что подтверждается данными люминесцентно-петрографических исследований и наличием битумо- и нефтепроявлений. Палеотектонические и палеогеотермические реконструкции свидетельствуют о том, что главная фаза нефтеобразования (ГФН) в девонских отложениях на большей части грабена завершилась в раннем карбоне. В Припятской впадине с ГФН связано формирование нефтяных месторождений в подсолевых и межсолевых отложениях. Нефтяные залежи сохранились здесь благодаря существованию надежного регионального флюидоупора — мощной лебедянской соленосной толщи, которая полностью изолирует девонские нефтеносные комплексы от вышележащих отложений. В девоне Днепровско-Донецкой впадины эти залежи были в основном разрушены вследствие: 1) отсутствия регионально выдержанной верхнефаменской соли; 2) коренной перестройки палеотектонического плана в карбоне; 3) гораздо более сложным и напряженным по сравнению с Припятской впадиной последевонским палеотектоническим и палеогеотермическим режимом. Возможно сохранение небольших залежей нефти в пределах локальных верхнефаменских соленосных депрессий, установленных на отдельных участках северо-запада и в северной прибортовой части Днепровско-Донецкой впадины. Современная степень катагенеза РОВ девонских депрессионных фаций этой впадины варьирует от МК₄ до АК₂ и выше. В прибортовых частях они в значительной мере приурочены к главной зоне газообразования (ГЗГ), что согласуется с присутствием газовых залежей в фаменских отложениях на Руденковской, Горобцовской и других площадях. Таким образом, нефтематеринский потенциал верхнедевонских депрессионных рифтогенных отложений был реализован, по-видимому, к концу раннекаменноугольного времени. Что же касается их газогенерирующих функций, то они не истощены полностью вплоть до неотектонического этапа развития впадины.

На рубеже девона и карбона, в заволжское время, происходит существенная перестройка палеотектонического плана Днепровско-Донецкого седиментационного бассейна. Область максимального прогибания смещается в приосевую часть и устанавливается единая зональность в распространении фаций и мощностей, которые возрастают от бортов к оси впадины и в юго-восточном направлении. Закономерная литолого-фациальная зональность обусловлена замещением полифациальных угленосных и шельфовых карбонатных отложений темноцветными флишеидными песчано-алевро-глинистыми и существенно глинистыми толщами, которые имеют особенно широкое распространение в нижнем карбоне наиболее погруженных приосевых частей грабена. Данные изучения строения и литолого-фациальных особенностей тех разрезов, где зафиксирован этот межформационный переход (Шандровка, Руденки, Солоха и др.), свидетельствуют о существовании особой переходной зоны, мощность и стратиграфический объем которой, по-видимому, варьируют в широких пределах. Здесь исчезают угольные и карбонатные прослои, однако песчаники в отличие от типичных "сланцевых" разрезов играют еще значительную роль. К характерным особенностям этой зоны относятся: 1) преобладание тонкого флишевидного переслаивания обломочных и глинистых пород; 2) широкое развитие тектур подводного оползания, линзовидных и клиноформных тел. Вместе с тем присутствие прослоев, обогащенных не только углистым шламом и детритом, но и остатками листовой флоры, а также тонкостенными пелелиподами, остракодами, в сочетании с огромными мощностями свидетельствуют о компенсированном режиме седиментации. Однако в раннем визе и турне на ряде площадей Днепровско-Донецкой впадины отмечены также кремнисто-глинисто-карбонатные темноцветные отложения, литолого-фациальные, палеоэкологические и геохимические особенности которых указывают на их относительно глубоководный генезис. По-видимому, они широко распространены в низах нижнекаменноугольных стратонов в депрессионных разрезах. Исходное содержание РОВ с учетом израсходованных на редукцию окисно-железистых соединений и сульфатной серы варьирует от 3,5 до 15% и более. Состав остаточного РОВ (1,5–8%) нижнекаменноугольных и нежнебашкирских депрессионных глинистых толщ сапропелевый и гумусово-сапропелевый, а в глинистых пачках полифациальных угленосных отложений карбона — сапропелево-гумусовый и гумусовый.

Следовательно, специфические палеорифтовые условия седиментации в Днепровско-Донецкой впадине проявлялись не только в девоне, когда наряду с соленосными и вулканогенными образованиями накапливались также мощные темноцветные флишеидные толщи, но и в карбоне.

В соответствии с указанными выше геохимическими критериями установлены признаки широкой эмиграции УВ из депрессионных толщ карбона. Степень катагенеза этих толщ варьирует от МК₂ до АК₁ и более.

Большое влияние на процессы нефтегазообразования оказал раннепермский этап развития впадины, который характеризовался активизацией некоторых черт рифтогенеза и резкой аридизацией климата, что обусловило формирование системы глубоких соленосных депрессий в пределах зоны грабена. С одной стороны, это способствовало усилению теплового потока в конце палеозоя и вовлечению основных объемов депрессионных толщ карбона в зоны нефте- и газообразования. С другой стороны, накопление

нижнепермской соленосной толщи обусловило снижение интенсивности последующего прогресса нефтегазоматеринских отложений карбона и способствовало резкому увеличению продолжительности зоны ГФН и ГЗГ. Эта особенность истории нефтегазообразования впадины находит свое отражение в существовании разновозрастных промышленных скоплений УВ: от сравнительно древних (допозднепермских) залежей тяжелых нефтей и малых в песчаниках карбона (Бахмачское, Яблуновское и др.) до газовых залежей с аномально высоким пластовым давлением (Руденковское, Мачехское и др.), сформировавшихся на неотектоническом этапе развития впадины. На Яблуновском и других месторождениях эти разновозрастные скопления залегают совместно, отражая сложный полициклический характер нефте- и газообразования.

Анализ факторов, контролирующих генерацию УВ, позволяет выделить региональную зону основного нефте- и газообразования Днепровско-Донецкой впадины, которая охватывает наиболее погруженную приосевую часть грабена, условно ограниченную изобатой 7,5–8 км и простирающуюся к юго-востоку от Сребненской депрессии. Эта зона отличается большой мощностью продуцирующих толщ карбона и существованием необходимых термобарических условий для интенсивного и широкомасштабного нефтегазообразования, которое в меньшей мере происходило и на других участках впадины. Нефтегазоматеринские толщ девона, нижнего карбона и башкирского яруса региональной зоны в основном прошли ГФН и погружены полностью или частично на отдельных участках в ГЗГ. Территория региональной зоны явилась главнейшим источником генерации УВ, оказавшим непосредственное влияние на формирование и размещение залежей не только в зоне, но и за счет латеральной восходящей миграции, за ее пределами.

В размещении залежей УВ впадины установлены важнейшие закономерные связи: а) в северо-западной части распространены нефтяные и газоконденсатные залежи, а в юго-восточной — преимущественно газоконденсатные и газовые; б) на глубинах 4000–4500 м нефтяные залежи постепенно сменяются газоконденсатными и газовыми; в) газоконденсатные и газовые залежи, приуроченные к нижнекаменноугольным и верхнекаменноугольно-нижнепермским отложениям, тяготеют к зонам максимального прогибания фундамента (8–17 км) и больших мощностей осадочных образований (приосевая часть грабена).

Наблюдаемая площадная дифференциация и вертикальная зональность УВ по фазовому состоянию обусловлены в основном типом РОВ, степенью катагенеза пород и РОВ. Отклонением от указанной закономерной связи является приуроченность значительных скоплений УВ (Ефремовское, Шебелинское и др.) к верхнекаменноугольно-нижнепермским отложениям с крайне низким генерационным потенциалом и относительно невысокой степенью катагенеза РОВ, соответствующей грациям МК₁–МК₃ (ГФН). Очевидно, образование скоплений УВ этих отложений произошло за счет вертикальной миграции из нижележащих нефтегазоматеринских пород.

Кроме того, нижнекаменноугольные отложения приосевой части впадины на участке Сребное–Полтава, нефтегазоматеринские породы которых находятся в зоне ГФН, характеризуются развитием газоконденсатных и газовых залежей. Можно предположить, что в разные отрезки каменно-

угольного времени в средней и юго-восточной частях впадины существовали нефтяные палеозалежи, которые в предпозднепермское время и в последующем путем ретроградного взаимодействия нефти и больших объемов выделившегося из пластовых вод газа были растворены и преобразованы в газоконденсатные [Максимов, Лоджевская, 1980; Шпак, 1983]. Подтверждением этому является также остаточная нефтенасыщенность коллекторов газоконденсатных месторождений, достигающая, по данным Р.М. Новосилецкого и др., 12–36%, наличие нефтяных оторочек на Западно-Медведовском, Новоукраинском и других месторождениях, увеличение с северо-запада на юго-восток впадины содержания метана в газе до 94–96% и снижение в газоконденсатных системах количества жидкой фазы от 1360 см³/м³ на Талалаевском месторождении до 14 см³/м³ на Шебелинском. Процессы растворения нефтяных палеозалежей происходили наиболее интенсивно на тех участках впадины, где была надлежачая проводимость вертикальных нарушений и благоприятные литолого-фациальные условия для внутриформационной латеральной миграции газа. При этом часть жидких УВ, по-видимому, оттеснялась в сторону бортов и аккумуляровалась на пути миграции в ловушках. Снижение катагенеза пород и РОВ на участках относительно неглубокого залегания фундамента (северо-западная и прибортовые части впадины) и удаление мощных (юго-восточная часть) источников газообразования способствовали формированию в этих частях впадины нефтяных и газоконденсатных залежей с высокой концентрацией жидкой фазы.

Л и т е р а т у р а

Вышемирский В.С., Контрович А.Э., Трофимук А.А. Миграция рассеянных битумоидов. Новосибирск: Наука, 1971. 168 с.

Максимов С.П., Лоджевская М.И. Состояние изученности условий формирования газоконденсатных месторождений в СССР и за рубежом. — В кн.: Особенности формирования газоконденсатных месторождений. М.: Наука, 1980, с. 3–34.

Неручев С.Г. Нефтепроизводящие свиты и миграция нефти. Л.: Недра, 1969. 240 с.

Шпак П.Ф. Некоторые закономерности формирования и размещения скоплений углеводородов в Днепровско-Донецкой газонефтеносной области. — Геология нефти и газа, 1983, №7, с. 36–41.

Л.Г. КИРЮХИН, И.Н. КАПУСТИН, А.А. РАЗМЫШЛЯЕВ

ИСТОРИЯ НЕФТЕОБРАЗОВАНИЯ
В ПАЛЕОЗОЙСКОМ СУБОКЕАНИЧЕСКОМ ПРИКАСПИЙСКОМ БАСЕЙНЕ

Прикаспийская впадина по длительности и глубине прогибания является уникальным осадочным бассейном Восточно-Европейской платформы. По данным сейсморазведки, осадочный чехол в ее центральной части начинается мощными (до 8–10 км) сериями верхнего протерозоя и нижнего палеозоя (рисунок), которые выклиниваются к ее периферии и лишь на северо-западе и севере прослеживаются соответственно в Рязано-Саратовском (Пачелмском) и Урало-Оренбургском авлакогенах. Мощность выше лежащих девонско-нижнепермских подсолевых отложений в Центральной депрессии оценивается в 2–3 км, в бортовых зонах – в 4–5 км. Увеличение мощности этой части разреза связано с развитием в бортовых зонах впадины карбонатных толщ верхнего девона – нижней перми, разделенных терригенными породами. Карбонатные толщи, формирующие тектоно-седиментационные и седиментационные структуры (“карбонатные платформы”, карбонатные уступы, рифовые массивы) вглубь впадины замещаются маломощными (100–200 м) глинисто-карбонатно-кремнистыми породами глубоководных фаций некомпенсированного прогибания. Это установлено бурением по профильным пересечениям бортовых зон. Таким образом, предполагается, что в центральных районах впадины верхнедевонско-нижнепермские отложения сложены преимущественно терригенными породами (толщи выполнения глубоководной котловины), разделенными глинисто-карбонатно-кремнистыми образованиями, являющимися возрастными аналогами мощных карбонатных толщ бортовых зон.

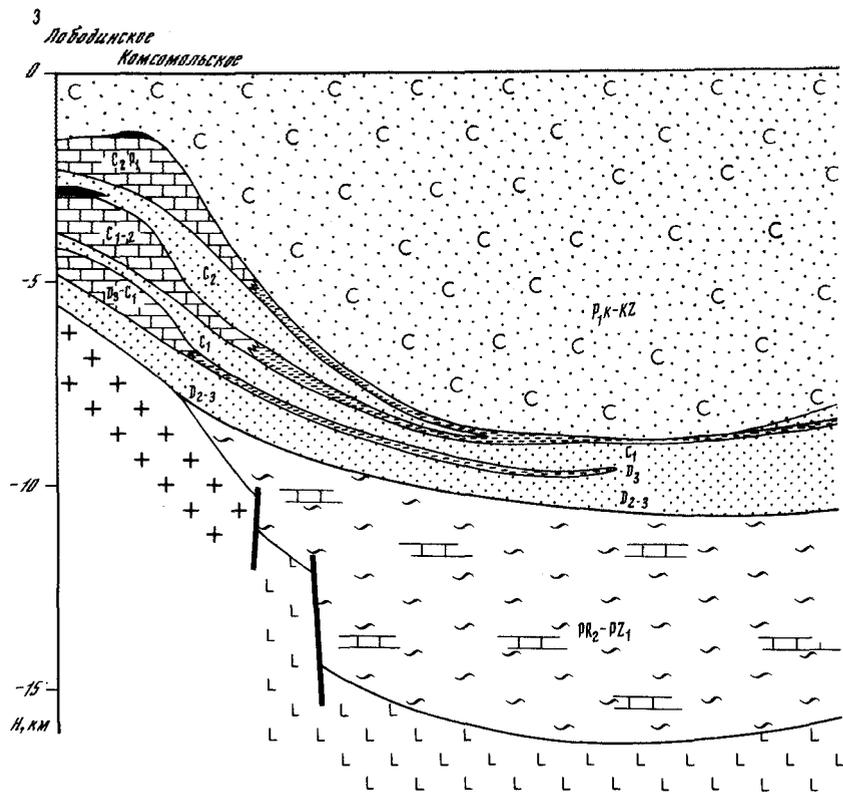
Формации подсолевого палеозоя северной и западной бортовых зон впадины формировались под влиянием тектонических циклов, характерных для Восточно-Европейской платформы, восточной и юго-восточной – предопределены орогеническими движениями Уральской складчатой системы. Поэтому в первом случае в разрезе резко преобладают карбонатные толщи, во втором – наоборот, установлена преобладающая роль в разрезе терригенных формаций “уральского” облика.

Геологическая эволюция впадины характеризуется несколькими существенно различными этапами. Первый из них – рифтогенный, продолжался около 1 млрд. лет. В течение рифея ее территория была расчленена линейными структурами палеорифтов на крупные глыбы. Следующий, раннесинеклизный этап, или этап формирования надрифтовой синеклизы – каледонско-раннегерцинский, продолжался около 260 млн. лет. На протяжении венда – среднего девона в эпиконтинентальных морских бассейнах происходило накопление преимущественно терригенных отложений, источники сноса которых были расположены как вне, так и непосредственно внутри Прикаспийской впадины. Ими служили размывавшиеся крупные выступы фундамента: Рожковский, Карачаганакско-Кобладанский, Енбекский, Жаркамьский, Биикжалский и др. Третий – глубоководный (субокеанический) этап продолжался около 135 млн. лет в течение позднего девона – ранней перми. Большая часть (около 125 млн. лет) этого времени

на территории впадины характеризовалась сравнительно ограниченной седиментацией. В досреднефранское время, вероятно, произошло первое резкое и интенсивное кратковременное опускание, приведшее к образованию глубоководного бассейна типа современных котловин Черного и Средиземного морей. Механизм подобных опусканий, связанный с процессами преобразования континентальной земной коры в субокеаническую, подробно рассмотрен в работах А.Л. Яншина, Е.В. Артюшкова, А.Е. Шлезингера и др. В последующем имели место еще несколько аналогичных интенсивных и кратковременных опусканий, расширявших площадь глубоководного бассейна, который достиг максимальных размеров к концу артинского века. Общая величина этих погружений составила не менее 5 км. В периоды карбонатного осадконакопления в глубоководном бассейне отлагались депрессионные фации, а в бортовых его зонах – достаточно мощные карбонатные толщи. В результате этого к концу каждого из циклов карбонатобразования (среднефранско-ранневизейского, поздневизейско-раннебашкирского и каширско-раннепермского) в бортовых зонах впадины были сформированы региональные зоны поднятий, сложенные мелководными карбонатными образованиями. При терригенном осадконакоплении у континентальных подножий происходил резкий раздув мощностей терригенных толщ. Конусы выноса терригенного материала обширными языками далеко проникали в глубь глубоководной котловины, формируя толщ ее выполнения. В кунгурском веке за сравнительно короткое геологическое время (около 10 млн. лет) глубоководный бассейн был компенсирован соленосной формацией, накапливавшейся в условиях лавиной седиментации. Заключительный позднесинеклизный этап продолжался около 260 млн. лет. На протяжении поздней перми – четвертичного времени на территории впадины активно проявлялись процессы галокинеза.

Каждый из рассмотренных этапов геологического развития впадины характеризуется спецификой процессов нефтегазообразования. Байкальский и каледонский этапы практически не изучены в связи с большими глубинами залегания соответствующих им формаций. Степень катагенетической превращенности органического вещества (ОВ) в этих толщах, судя по расчетным температурам 200–300°C, достигает градаций МК₅–АК_{1–2}.

С позднего девона Прикаспийская впадина вступила в этап развития, связанный с преобразованием вещества земной коры и формированием глубоководной котловины. Результатами геофизических исследований и бурения в океанах установлено, что процессы литификации и катагенетического преобразования пород в глубоководных впадинах в значительной мере отличаются от таковых в эпиконтинентальных бассейнах. Так, по данным Н.А. Еременко и др. [1976], в океанических впадинах при глубине слоя воды до 4 км мощность неуплотненных осадков составляет 1,1–2,8 км, а при глубине до 5,5 км она увеличивается до 3,9 км. Таким образом, чем больше толщина водного слоя, тем больше мощность слабоуплотненных нелитифицированных осадков, не участвующих в процессах нефтегазообразования. Исходя из этого, можно предположить, что процессы нефтегазообразования в глубоководной котловине Прикаспийской впадины в верхнедевонско-нижнепермской части разреза могли наступить только после накопления верхнепермской галогенно-терригенной

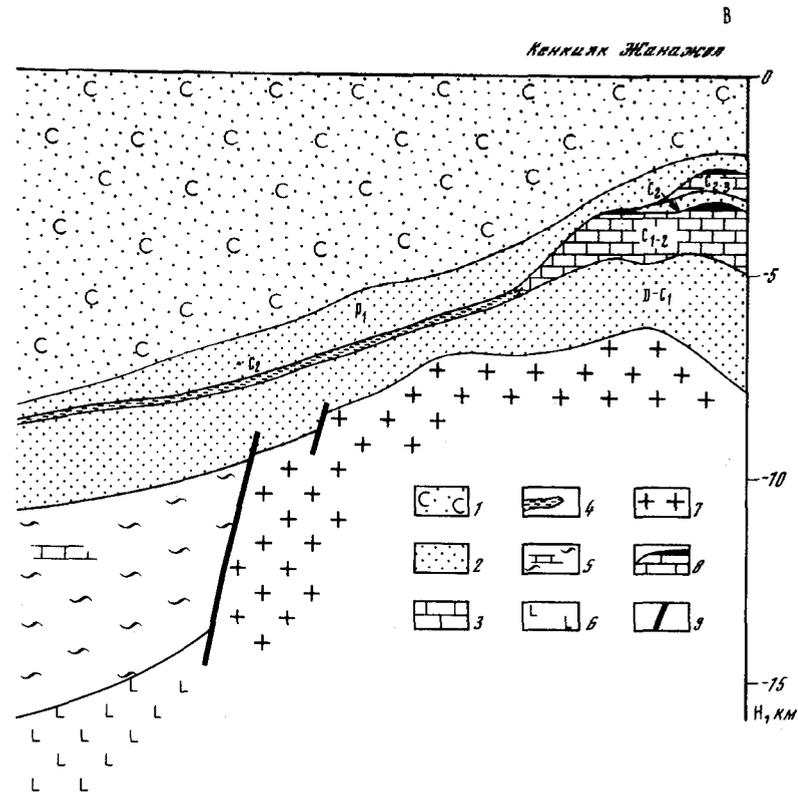


Принципиальная схема строения подсолевых отложений Прикаспийской впадины

Породы 1 – соленосные, 2 – терригенные, 3 – карбонатные мелководные, 4 – глинисто-карбонатно-кремнистые, относительно глубоководные, 5 – терригенно-карбонатные рифея–нижнего палеозоя; геофизические слои консолидированной земной коры: 6 – базальтовый, 7 – гранитный; 8 – залежи нефти и газа; 9 – разломы

толщи. Учитывая исключительно высокую скорость формирования компенсационной толщи мощностью 5 км, можно предположить, что среднедевонско-нижнепермские образования быстро "прошли" главную зону нефтеобразования (ГЗН) и вступили в зону генерации преимущественно газообразных углеводородов (УВ). Латеральная миграция последних к бортовым зонам могла осуществляться по терригенным толщам выполнения глубоководной котловины.

В бортовых зонах впадины в каменноугольных нижнепермских терригенных породах содержание рассеянного ОВ (РОВ) в среднем составляет 1% на породу, тип вещества в основном сапропелево-гумусовый, в карбонатных – содержание РОВ в среднем не превышает 0,3% при преобладании вещества сапропелевого типа. Наибольшее количество РОВ преимущественно гумусово-сапропелевого состава фиксируется в глинисто-карбонатно-кремнистых образованиях депрессионных фаций при средних его концентрациях около 2%, а в отдельных участках (Астраханский свод) – до 6,5%.



Анализ степени катагенетической преобразованности РОВ показал, что в бортовых зонах впадины отложения нижнего карбона испытали влияние температурного воздействия не менее 90–135°C (стадия МК₂). Отложения среднего–верхнего карбона также подвергались глубокому преобразованию и в настоящее время находятся в ГЗН (стадии МК₁–МК₂). Степень катагенетической преобразованности нижнепермских пород несколько ниже и, несмотря на значительные (4 км) глубины их погружения, соответствует переходной стадии от прото- к мезокатагенезу.

Расчет количества эмигрировавших УВ из нефтегазоматеринских пород (НГМП) показал возможность формирования залежей нефти, газа и газоконденсата в бортовых зонах впадины за счет реализации карбонатными и терригенными породами собственного генерационного потенциала.

Необходимо отметить, что бортовые зоны впадины в мезозое–кайнозое на фоне общего и устойчивого прогибания испытывали неоднократные, но кратковременные инверсионные воздымания, которые могли привести к резкому снижению пластовых давлений, выделению газа в свободную фазу и формированию его скоплений [Максимов и др., 1979]. Предельная газонасыщенность пластовых вод обеспечивалась, по-видимому, подтоком газообразных УВ из центральных районов впадины. Максимальная величина инверсионных воздыманий (около 1000 м) установлена для северо-

восточного обрамления впадины (Оренбургский вал), минимальная (150–200 м) — для юго-восточных районов (Каратонско-Тенгизская зона поднятий). Следовательно, масштабы дегазации пластовых вод были существенно различны: они, очевидно, достигали максимальных величин для Оренбургского вала и минимальных — для Каратонско-Тенгизской зоны поднятий.

Анализ истории геологического развития Прикаспийской впадины, эволюции процессов нефтегазообразования показывает, что в северо-восточной и юго-западной частях впадины (Карачаганакско-Кобландинская и Астраханская зоны нефтегазонакопления) формирование залежей происходило по крайней мере в два этапа, по типу образования Оренбургского газоконденсатного месторождения [Максимов и др., 1976]. Сначала высокоемкие ловушки заполнялись преимущественно жидкими УВ, образуя нефтяные палеозалежи (конец перми–триаса), а затем дополнительный подток газа оттеснял нефть вниз по резервуару, формируя газоконденсатную систему за счет растворения легких компонентов нефти в газе. Переформирование залежей началось в конце триаса и продолжалось на всем протяжении мезозоя–кайнозоя. Особенно интенсивный подток газов происходил в этапы инверсий за счет снижения пластовых давлений и дегазации пластовых вод. Формирование газоконденсатных залежей закончилось в новейший этап геологической истории. Таким путем, вероятно, происходило формирование Астраханского и Карачаганакского нефтегазоконденсатных месторождений.

На существование древних нефтяных палеозалежей указывают результаты палеотектонических и геохимических исследований, согласно которым интенсивная генерация жидких УВ в бортовых зонах могла происходить в допермское время. Следы разрушенных нефтяных палеозалежей фиксируются в виде многочисленных включений твердых и вязких битумов, встречаемых как в пределах газоконденсатных залежей (Астраханское и Оренбургское месторождения), так и в прилегающей законтурной зоне.

По данным исследований, проведенным О.К. Навроцким с соавторами [1983], на Астраханском месторождении твердые битумы, встречаемые в кавернах, трещинах и пустотах выщелачивания, относятся к классу гуминокеритов — образований гипергенного превращения нефти. Аналогичные сведения для Оренбургского месторождения приведены в упомянутых выше публикациях С.П. Максимова с соавторами.

В восточной части впадины, где зоны нефтегазонакопления связаны с карбонатными отложениями карбона и терригенными породами нижней перми, формирование залежей, очевидно, связано с суммарным эффектом реализации генерационного потенциала этих отложений как в пределах самих зон нефтегазонакопления, так и прилегающих к ним нефтегазосборных площадей.

Низкие значения геотермического градиента, глубокий предпермский размыв, многочисленные конусы выноса, установленные в терригенной части разреза, которые могли служить в определенной мере дренажной системой для газообразных УВ в верхней части подсолевого комплекса, худшие экранирующие свойства терригенной нижнемосковской толщи (по сравнению с региональной галогенной покрывкой кунгурского возраста), удерживающей залежи нефти в башкирско-нижнемосковских карбонатах, определяли преимущественную нефтеносность Кенкиякско-

Жанажольской зоны. Наличие высоких и сверхвысоких давлений в пермском резервуаре способствовало повышенной растворимости газообразных УВ в жидких, что обусловило высокий (до $900 \text{ м}^3/\text{м}^3$) газовый фактор в залежах нефти. Наоборот, снижение пластовых давлений в каменноугольной толще до гидростатических приводило к формированию двухфазных пластовых систем на месторождении Жанажол в московско-гжельских карбонатных отложениях. Здесь установлена газоконденсатная залежь с нефтяной оторочкой.

Анализ геохимических и историко-геологических предпосылок нефтегазонаосности Каратонско-Тенгизской зоны нефтегазонакопления позволяет предположить, что генерация жидких и газообразных УВ в карбонатном комплексе началась в позднем карбоне. Размыв, имевший место на рубеже карбона и ранней перми, привел к уничтожению палеозалежей, на что указывают реликты окисленной нефти на Каратонской площади.

На протяжении позднепермского, мезозойского и палеогенового времени рассматриваемая зона испытывала устойчивое погружение. Учитывая высокую напряженность температурного режима в Каратонско-Тенгизской зоне, можно предположить, что к концу триаса НГМ породы каменноугольного возраста находились в условиях ГЗН, а в конце мезозоя — вошли в нижнюю газоненную зону. В соответствии с этой обстановкой и были сформированы выявленные здесь нефтегазовые месторождения. Гораздо менее интенсивные, чем в остальных зонах нефтегазонакопления, инверсионные движения в новейший этап геологической истории обусловили меньшие масштабы дегазации пластовых вод. Это, в отличие от Астраханской и Карачаганакско-Кобландинской зон, привело к формированию нефтяных залежей с высоким газовым фактором.

В прогнозируемых зонах нефтегазонакопления (Джаныбекская, Питерско-Новоузенская, Озинковско-Алтайнская, Деркульская) в северной и западной бортовых частях впадины ожидается распространение преимущественно газоконденсатных залежей с высоким конденсатным фактором.

Изложенное позволяет сделать следующие выводы.

1. Специфика процессов нефтегазообразования обусловлена особенностями развития Прикаспийской впадины как глубоководного палеозойского бассейна. Это привело к тому, что процессы нефтегазообразования в бортовых зонах впадины начались на 30–50 млн. лет раньше, чем в центральной ее части, где слабоуплотненные нелигифицированные осадки не участвовали в девоне, карбоне и ранней перми в этих процессах.

2. Формирование преимущественно нефтяных палеозалежей в бортовых зонах впадины происходило в основном за счет реализации собственного генерационного потенциала.

3. Палеозойские отложения центральных районов впадины за счет высоких скоростей компенсации в короткий срок миновали ГЗН и вошли в зону генерации глубинных газов, что способствовало подтоку в бортовые зоны впадины в мезозойско-кайнозойское время преимущественно газообразных УВ и предельному насыщению ими пластовых систем.

4. Современное фазовое состояние большинства подсолевых залежей обусловлено переформированием нефтяных и газонефтяных палеозалежей в нефтегазоконденсатные и газоконденсатные. Этот процесс связан с дегазацией пластовых вод, особенно активно происходившей в периоды инверсии.

Литература

Еременко Н.А., Геодекян А.А., Лебедев Л.И. и др. Перспективы поисков крупных скоплений углеводородов в окраинных и внутренних морях. — В кн.: Палеонтология и морская геология. М.: Наука, 1976. с. 231–246.

Максимов С.П., Ларская Е.С., Сухова А.Н. Стадийность образования Оренбургского газоконденсатного месторождения. — Геология нефти и газа, 1979, №2, с. 26–32.

Максимов С.П., Ларская Е.С., Хаханова И.Н. О формировании Оренбургского газоконденсатного месторождения. — Геология нефти и газа, 1976, № 11, с. 11–22.

Навроцкий О.К., Федоров Д.Л., Сидоров И.Н. и др. Генезис Астраханского газоконденсатного месторождения и возможное фазовое состояние углеводородов. — Сов. геология, 1983, №7, с. 11–19.

УДК 552.578.3 : 552.574 : 552.16

Е.А. РОГОЗИНА, Н.П. СИЛИНА, З.Г. КАПЛАН, Е.М. ФАЙЗУЛЛИНА,
М.А. ГАЛИШЕВ, И.Л. СОЛОВЬЕВА, Т.Г. ТАРАСОВА

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНО-ТЕОРЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГУМУСОВОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В КАТАГЕНЕЗЕ

При разработке вопросов стадийности и зональности процессов преобразования в катагенезе гумусового органического вещества (ОВ) в качестве объекта исследования были взяты гумусовые клареновые угли Донбасса (карбон, градации катагенеза ПК₃–АК₃). Дополнительно был привлечен большой литературный материал по торфам и бурым углям. Все это послужило основой для проведения теоретических балансовых расчетов масштабов генерации летучих продуктов преобразования ОВ углей.

Совместное рассмотрение результатов теоретических и экспериментальных исследований достаточно отчетливо выявило взаимосвязь количества и состава продуктов генерации с характером изменения молекулярной структуры ОВ углей в процессе катагенеза. Это явилось основой для создания экспериментально-теоретической модели преобразования гумусового ОВ в катагенезе. Созданная модель была трансформирована на палеоглубинную шкалу Донбасса, в соответствии с которой была приведена шкала катагенеза.

Согласно разработанной модели (отдельные фрагменты которой приведены на рис. 1–4) на фоне непрерывного процесса преобразования ОВ выделены этапы наиболее существенной перестройки молекулярной структуры и максимальной генерации подвижных продуктов.

Первое глубокое преобразование ОВ, связанное с изменением его структуры, происходит на стадии диагенеза при переходе торфа в бурый уголь. Протяженность этапа не превышает 0,4 км и приходится на градации литогенеза диагенез-ранний протокатагенез (ПК₁). Он характеризуется по расчетам максимальной потерей массы ОВ (~25%), в том числе углерода, водорода, кислорода, высокими градиентами обуглероживания¹ (4,4–

¹ Градиент обуглероживания — изменение в углях относительного содержания углерода (С^r, %), при возрастании глубины погружения на 0,1 км.

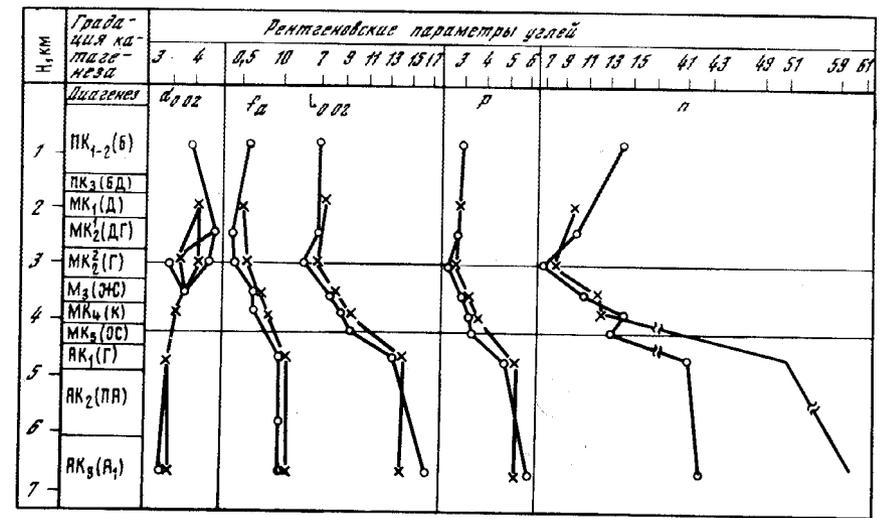


Рис. 1. Изменение характеристических рентгеновских параметров в гумусовых углях в зоне катагенеза

Типы углей: 1 — а, 2 — б

L_{002} — межплоскостное расстояние; f_a — фактор ароматичности; L_{002} — толщина кристаллита; P — число слоев в кристаллите, n — степень упорядоченности структуры.

1,4%), резким снижением атомного отношения Н/С (1,21–0,84), максимальным теоретическим выходом летучих продуктов, в составе которых преобладает CO₂. Значительная потеря кислорода обусловлена убылью как реактивных, так и неактивных форм его. Потеря последних свидетельствует о глубоких преобразованиях ОВ.

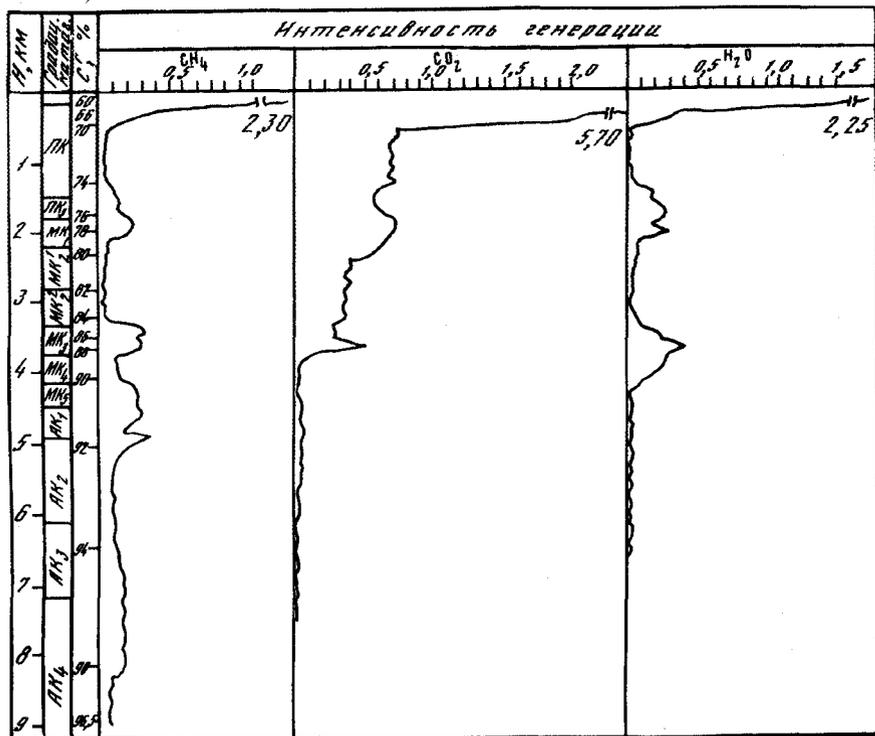
Кратковременный, но бурный биохимический этап сменяется на глубинах 0,4–1,2 км (ПК₁–ПК₂) этапом некоторой стабилизации структуры ОВ. Для него характерна невысокая равномерная потеря элементов ОВ, а также соответствие между убылью общего кислорода и его реактивных форм. На этом этапе потеря ОВ кислорода значительно превышает потери углерода и водорода. Основным продуктом преобразования по балансовым расчетам масштабов генерации остается CO₂ (5,48 вес. %), генерация метана и воды происходит в незначительном количестве.

Рентгеноструктурные параметры ОВ, характеризующие этот этап, служат началом отсчета при изучении дальнейшего его преобразования.

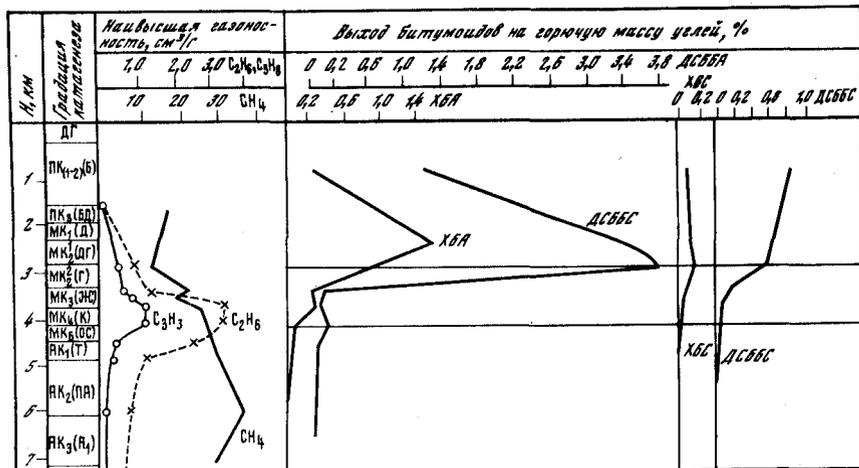
По данным ИК-спектрометрии в составе углей обнаружено значительное количество кислородных групп.

Содержание суммарного битумоида составляет 2,3%¹. Он состоит преимущественно из спиртобензольных экстрактов. В составе всех выделенных битумоидов преобладают фракции, обогащенные кислородными соединениями — спиртобензольные смолы (СБСМ) и асфальтогеновые кислоты (АК). Их количество на этом этапе по сравнению с другими максимальное

¹ Здесь и далее содержание битумоида дано в расчете на горючую массу.



Р и с. 2. Интенсивность генерации метана, двуокиси углерода и воды гумусовыми углями в процессе углефикации (вес. % на иск. ОВ с $C^I = 58,87\%$ при возрастании глубины погружения отложений на 0,1 км)



Р и с. 3. Изменение газоности и содержания битумоидов в гумусовых углях в зоне катагенеза

(66–86%). Для битумоидов характерна низкая степень преобразования – во всех экстрактах сумма СБСМ и АК доминирует над суммой масел (М) и асфальтенов (А). По данным ИК-спектров в составе хлорофенного битумоида А (ХБА) установлены пониженная ароматичность, много карбонильных групп в различных химических формах, наличие гидроксильных групп. В маслах ХБА зафиксированы, по данным УФ-спектров, незначительное количество нафталинов, фенантронов и хризенов, по данным газожидкостной хроматографии (ГЖХ) – высокая нечетность n-алканов, характерная для гумусового ОВ (максимум ОЕР $C_{27}-C_{29}$), и отсутствие изопреноидных структур.

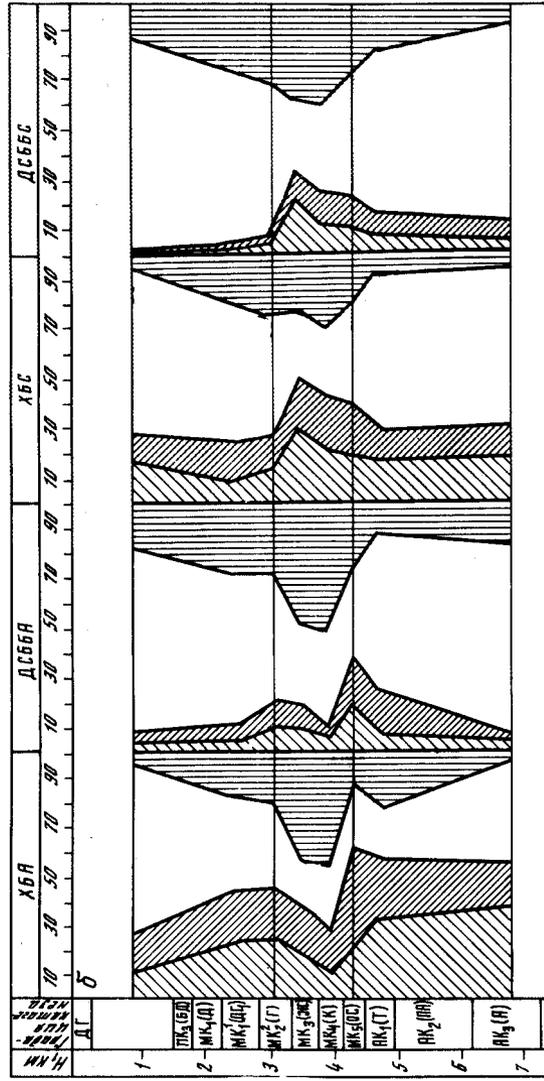
На грациях PK_3-MK_1 , в интервале палеоглубин погружения 1,2–2,1 км, вновь происходят значительные изменения в структуре ОВ. К концу интервала наблюдается заметное возрастание интенсивности происходящих процессов – их итогом является переход бурых углей в каменные. Переход сопряжен со значительной потерей массы ОВ (8,55 вес.%), в том числе неактивных форм кислорода, уменьшением атомного отношения Н/С до 0,80. Этот этап остается этапом генерации в составе летучих продуктов преимущественно CO_2 (5,75 вес.%). Метан в весовом отношении в сумме летучих продуктов занимает незначительную часть, его доля несколько повышается в объеме генерирующих газов (34–44 об.%).

После прошедших активных процессов преобразования ОВ с изменением его структуры на грациях катагенеза конец MK_1 – конец MK_2 , в интервале глубин 2,1–3,2 км, происходит незначительная равномерная потеря элементов, приводящая к обуглероживанию ОВ, градиент которого невысок. На этом этапе сохраняется постоянной величина атомного отношения Н/С, равная 0,88.

В начале этапа (конец $MK_1-MK_2^1$), по данным рентгеноструктурного анализа, существенных изменений в структуре ОВ не наблюдается. По данным ИК-спектров в углях по сравнению с предыдущим этапом уменьшается количество карбонильных групп, возрастает степень ароматичности, содержание алифатических структур изменяется мало. Однако, несмотря на внешнее спокойное развитие процесса, на этом этапе происходит определенная перестройка структуры ОВ. Это видно, прежде всего, по резкому возрастанию выхода битумоида (до 5,7%). Спиртобензольные экстракты по-прежнему преобладают (в 2–6 раз) над ХБА, но для последних наблюдается первый максимум. В составе битумоидов резко уменьшается количество фракций, обогащенных кислородсодержащими соединениями (73–38%), возрастает количество масел и асфальтенов. Резко снижается коэффициент преобразованности $KP = (СБСМ + АК) / (М + А)$. Для ХБА величина его становится равной 0,9, для остальных битумоидов остается больше единицы – 1,8–3.

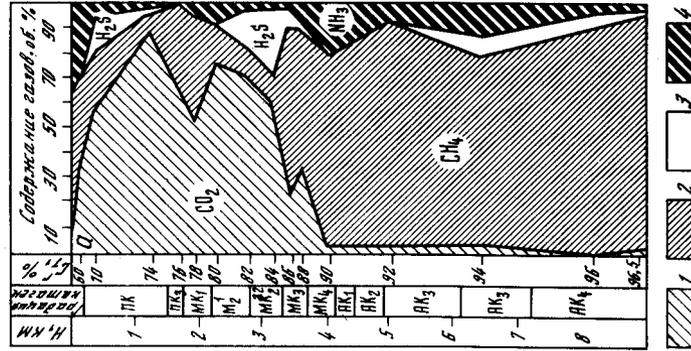
По данным ИК-спектров в ХБА по сравнению с предыдущим этапом уменьшается содержание карбонильных групп, увеличивается количество гидроксильных групп и концентрация ароматических структур. Об этом свидетельствуют и данные УФ-спектров. По данным ГЖХ, в маслах ХБА фиксируются максимальные значения отношения пристан/фитан (7,7), коэффициента K_i^1 (18,8), резкое снижение нечетности n-алканов (ОЕР $C_{27}-$

¹ $K_i = (i-C_{19} + i-C_{20}) / (n-C_{17} + n-C_{18})$.



Р и с. 4. Зональность в генерации газов ОВ гумусовых углей в процессе погружения осадков (а) и изменение группового состава битумоидов гумусовых углей в зоне катагенеза (б)

Для а: 1 — двуокись углерода, 2 — метан, 3 — сероводород, 4 — аммиак; для б: 1 — масла, 2 — бензолные смолы, 3 — спиртобензолные смолы + асфальтогенные кислоты, 4 — асфальтены



$C_{2,9}$) и низкая величина отношения $n-C_{17}/n-C_{1,9}$. Поскольку на этом этапе потеря массы незначительна, мала и активность газообразования. Интенсивность генерации метана и воды возвращается к минимальному уровню, интенсивность генерации двуокиси углерода переходит на новый, более низкий по сравнению с предыдущими этапами уровень.

Наметившиеся изменения в структуре ОВ на градации МК₂¹ получают свое дальнейшее развитие на градации МК₂². И хотя по-прежнему потеря элементов ОВ незначительна, а своеобразно с этим неактивна генерация летучих продуктов, по ряду признаков прослеживаются структурные изменения ОВ. Так, наблюдается значительное новообразование неактивной формы кислорода. Механизм этого процесса пока неясен. Но поскольку потеря общего кислорода невелика, а убыль реактивной формы незначительна, то вполне логично предположить переход ее в неактивную форму (за счет гидроксильной группы). В структуре ОВ, по данным рентгеноструктурного анализа, наблюдаются резкие изменения — появляются кристаллиты с различными величинами межплоскостных расстояний, что указывает на частичное отщепление длинных радикалов от поликонденсированных ароматических ядер. Снижается степень упорядоченности и нарушается однородность структуры ОВ. На этой градации катагенеза в углях сохраняется повышенное количество битумоидов (5,4%) и отмечаются максимумы по выходу ДСББА и ХБС. Несмотря на отмеченные структурные преобразования ОВ, из угля по-прежнему извлекается в 3—4 раза больше спиртобензолных битумоидов (ДСББА и ДСББС), чем хлороформенных (ХБА и ХБС). В составе битумоидов продолжает расти количество масел, асфальтенов и убывает количество фракций, обогащенных кислородсодержащими соединениями (34—46%). Унаследованность состава битумоидов от исходного ОВ тем не менее остается высокой — коэффициент преобразованности битумоидов (кроме ХБА) выше единицы. По данным ИК-спектров в ХБА увеличивается количество кислородных групп всех типов, возрастает ароматичность при снижении доли ароматических структур с различным числом заместителей. По данным УФ-спектров, в маслах ХБА зафиксировано максимальное содержание нафталинов, а по данным ГЖХ — незначительное понижение величины отношения пристан/фитан, нечетности n -алканов (ОЕР $C_{27}-C_{29}$), а также резкое уменьшение коэффициента K_i .

Все сказанное свидетельствует о сложных преобразованиях в структуре гумусового ОВ на градации катагенеза МК₂². Происходящие изменения ОВ приводят к генерации значительного количества битумоидов, остающихся, по всей вероятности, в составе материнского вещества. Минимальное газообразование на этой градации катагенеза с преимущественной генерацией CO_2 не способствует активной миграции битумоидов. Этот этап в преобразовании гумусового ОВ можно отождествлять с главной фазой нефтеобразования ГФН, свойственной сапропелевому ОВ. Важно отметить следующее. Вплоть до глубины 3,2 км (включая градацию катагенеза МК₂²) в продуктах генерации в значительной мере сохраняются черты унаследованности от исходного ОВ. Они проявляются, прежде всего, в повышенных концентрациях кислородсодержащих соединений в составе этих продуктов. В составе летучих продуктов, по данным теоретических балансовых расчетов, преобладает CO_2 (как в периоды активного преобразования ОВ, так и в периоды стабилизации). Из углей в этом же интервале глубин

извлекаются преимущественно спиртобензолные битумоиды, в составе всех видов экстрактов сумма фракций, обогащенных кислородсодержащими соединениями, преобладает над суммой масел и асфальтенов. Кроме того, в катагенетически незрелых битумоидах отмечается незначительное количество масел при сравнительно высоком содержании циклических структур (асфальтенов). Групповой состав спиртобензольного битумоида С, который по сумме признаков выделен нами как первичный, хорошо иллюстрирует высказанное положение.

Следующий этап активного преобразования ОВ приурочен к концу МК₂—началу МК₄ (глубина 3,2–3,9 км) с максимальным проявлением всех процессов на градациях катагенеза МК₃. Активизацию процессов преобразования ОВ можно проследить по резкому уменьшению атомного отношения Н/С (0,80–0,66), высокому градиенту обуглероживания (до 1,3%) и значительной потере неактивной формы кислорода. На этом этапе преобразование ОВ переходит на новый уровень — из основных углеобразующих элементов наиболее значительными становятся потери водорода. С этих глубин он становится ведущим в суммарной убыли элементов.

Рентгеноструктурный анализ на градациях МК₃ фиксирует резкое изменение всех параметров в сторону увеличения ароматичности, поликонденсации ядер и упорядоченности структуры. По данным ИК-спектров, отмечается дальнейшее уменьшение кислородсодержащих групп, возрастание степени ароматичности.

На этом этапе преобразования активизируются процессы генерации газов, на долю метана в которых приходится больше половины объема. К этой же градации катагенеза приурочены максимальные градиенты этано- и пропаноносности¹. Активизация процессов генерации газов, появление значительных количеств метана приводит к миграции битумоидов, к заметному изменению их количества и состава. Содержание битумоидов резко сокращается до 0,6%. Это вызвано не только процессами миграции, но и переходом высокомолекулярных асфальтово-смолистых компонентов битумоидов в нерастворимое состояние. Битумоид А становится преимущественно хлороформным. В битумоиде С по-прежнему преобладает спиртобензольный экстракт (ДСББС/ХБС = 1,8). В составе всех видов экстрактов резко снижается до минимальных значений (31–18%) содержание фракций, обогащенных кислородсодержащими соединениями. В составе битумоидов (кроме ХБС) значительно возрастает содержание асфальтенов. Уменьшение выхода масел в битумоиде А свидетельствует о начале процессов миграции. Увеличивается степень превращенности битумоидов — коэффициент преобразованности становится меньше единицы (0,3–0,5). В составе ХБА, по данным ИК-спектров, наблюдается снижение содержания гидроксильных, карбонильных и метильных групп, увеличение степени ароматичности структуры. По данным УФ-спектров, в маслах ХБА фиксируется максимум фенантронов, уменьшение концентрации нафталинов. По данным ГЖХ отмечается резкое снижение отношения пристан/фитан (до 2,9) и K_i (до 0,8) и максимальное значение отношения $n-C_{17}/n-C_{19}$.

¹ Градиент этано- и пропаноносности (cm^3/g горючей массы: 5% V^T) — изменение в метаморфическом ряду наивысшей этано- и пропаноносности углей, при снижении в них выхода летучих (V^T) на 5%.

Рассмотренный этап преобразования гумусового ОВ хорошо известен в литературе как этап "углефикационного скачка". На этом этапе происходит разрыв мостиковых связей и начинается поликонденсация отдельных структурных единиц через углерод — углеродные связи. На стадии "углефикационного скачка" подвергаются коренным изменениям липидные компоненты углей.

Полученные нами результаты уточняют и детализируют явление "углефикационного скачка". "Углефикационный скачок", как и предыдущие этапы глубокого преобразования ОВ, заканчивается состоянием относительного покоя, на этот раз очень краткого — градация катагенеза МК₄, максимальные глубины погружения 3,9–4,1 км.

По данным рентгеноструктурного анализа, продолжает возрастать степень ароматичности структуры, ее упорядоченность, увеличиваются размеры кристаллитов и число ориентированных слоев в них. По данным ИК-спектров, также фиксируется возрастание ароматичности структуры.

На этом этапе преобразования ОВ заметно снижается генерация метана и воды, почти полностью прекращается генерация двуокиси углерода. Из-за последнего обстоятельства метан в составе газов начинает занимать ведущее положение, концентрация его в составе газов достигает примерно 75 об.%. Следует также отметить, что на этом этапе максимально для зоны катагенеза возрастает генерация азота (по балансовым расчетам аммиака). Потеря ОВ азота и особенно водорода, свидетельствует о продолжающемся процессе поликонденсации структур, при котором водород, как и остальные гетероэлементы, подлежит удалению.

На градациях МК₄ количество битумоидов уменьшается до 0,5%. Для ХБА регистрируется второй максимум по выходу. Направленность в преобразовании, выявленная на градациях МК₃, сохраняется и на МК₄. Битумоид А остается преимущественно хлороформным, а битумоид С — спиртобензольным. В составе битумоидов количество фракций, обогащенных кислородсодержащими соединениями, несколько увеличивается, но остается невысоким (35–25%), содержание асфальтенов максимально. Вследствие нарастания интенсивности процессов миграции выход масел во всех видах экстрактов уменьшается. Коэффициент преобразованности битумоидов высок — 0,4–0,6. По данным ИК-спектров, в ХБА увеличивается количество кислородных структур всех функций, повышается его ароматичность. По данным УФ-спектров, в маслах ХБА уменьшается концентрация нафталинов, фенантронов; ГЖХ фиксирует уменьшение величины отношения пристан/фитан и $n-C_{17}/n-C_{19}$.

Изложенный материал показывает, что на градациях катагенеза МК₃ — МК₄ существенно изменяется состав газов и битумоидов. В газах заметно снижается концентрация CO₂ и нарастает содержание метана. Доля последнего в составе газа поднимается до 54,3–74,5 об.%. Основная часть битумоидов на этих градациях катагенеза извлекается из угля хлороформом. Битумоид катагенетически зрелый и характеризуется низким содержанием фракций, обогащенных кислородными соединениями, высокой концентрацией циклических структур (асфальтенов), коэффициент преобразованности меньше единицы. Таким образом, градация катагенеза МК₄ является важным этапом в преобразовании гумусового ОВ. Начавшиеся на этом этапе процессы получают дальнейшее развитие на градациях катагенеза

МК₅ — начало АК₂, интервал максимальных глубин погружения 4,1–5,1 км. На этом этапе происходит достаточно высокая и равномерная потеря углерода и водорода. Атомное отношение Н/С постепенно снижается от 0,64 до 0,48. Коэффициент обуглероживания невысокий и почти постоянный (0,2–0,3%). Общая потеря массы ОВ по балансовым расчетам составляет 3,25 вес. % и почти нацело состоит из метана (2,50 вес. %), который в расчете на объем газа составляет 90 об. %.

По данным рентгеноструктурного анализа, фиксируется общее увеличение степеней упорядоченности структуры угля и рост ароматизации ОВ. В 1972 г. Мацумдар объяснил это явление максимальным развитием процессов отщепления СН₃- и СН₂-групп и дегидрированием ароматических структур. По ИК-спектрам в структуре угля отмечается резкое уменьшение этих групп и возрастание степени его ароматичности. Выход битумоидов уменьшается до 0,4%. Для ДСББА фиксируется в содержании второй максимум.

Большинство битуминологических параметров резко изменяется. Изменения носят, как правило, инверсионный характер. Битумоид А вновь становится преимущественно спиртобензольным. В составе битумоидов (кроме ДСББА) возрастает содержание фракций (27–48%), обогащенных кислородсодержащими соединениями, при резком снижении содержания асфальтенов. В битумоидах А концентрация масел возрастает, в битумоидах С — снижается. Для битумоидов А наблюдается возрастание (до 1) коэффициента преобразованности. По данным ИК-спектров, в составе ХБА убывает количество гидроксильных, карбонильных (хиноидного типа) групп, возрастают содержание групп С=О (1710 см⁻¹) и общая ароматичность. Существенное значение приобретают структуры эфирно-алифатического типа (1740 и 1710 см⁻¹). Последние обнаружены также во всех других видах экстрактов. По данным УФ-спектров, в маслах ХБА уменьшается концентрация нафталинов, появляется второй максимум в содержании фенантронов, количество хризенов становится максимальным. По данным ГЖХ, не обнаружены изопреноидные структуры.

Рентгеноструктурные параметры ОВ на градиции АК₁ переходят на новый качественный уровень и показывают максимальную степень ароматизации структуры и резко возросшую степень ее упорядоченности. Эта стадия является переломной, изменения структурных параметров в дальнейшем невелики. По данным ИК-спектров, в углях продолжают процессы отщепления групп СН₂ и СН₃ и намечается некоторая стабилизация в изменении параметров, характеризующих ароматическую составляющую ОВ. Содержание битумоидов уменьшается примерно до 0,1%. Впервые битумоиды А и С становятся хлороформенными. Во всех видах экстрактов, кроме ХБА, резко возрастает количество фракций (62–64%), обогащенных кислородсодержащими соединениями, значительно уменьшается содержание масел, асфальтенов, возрастает значение КП (до 2–2,6). По данным УФ-спектров, в маслах ХБА происходит снижение содержания всех типов структур; ГЖХ фиксирует также снижение значений всех параметров. По данным ИК-спектров и по литературным данным, в ХБА донецких углей на градиции катагенеза АК₁ фиксируются повышенное количество структур эфирно-алифатического типа и пониженная ароматичность.

В катагенетической истории преобразования гумусового ОВ рассмотренный выше этап имеет принципиальное значение. Происходящие в ОВ структурные изменения, подготовленные всеми предыдущими преобразованиями, приводят к генерации преимущественно газообразных продуктов, ведущим среди которых становится метан. Интенсивность генерации его на этом этапе максимальна для всей зоны катагенеза. В 1974 г. для гумусового ОВ в конце МК — начале АК была выделена главная фаза газообразования (ГФГ). В 1980 г. были уточнены границы ее проявления. Проведенные исследования дают дополнительные подтверждения этому явлению. На этом этапе преобразования ОВ формируется специфический битумоид, который можно отнести к категории катагенетически сильно измененных, хотя коэффициент их преобразованности выше единицы. Для такого типа битумоидов характерно невысокое содержание циклических структур (асфальтенов) и повышенное содержание кислородных соединений типа алифатических эфиров и (или) фталатов.

На градициях катагенеза АК₂ — начало АК₃, в интервале максимальных глубин погружения 5,1–6,4 км, вновь наступает некоторая стабилизация в процессе преобразования ОВ углей. Достигшие максимального развития на предыдущем этапе процессы отщепления СН₃-групп и дегидрирования ароматических структур в этом интервале глубин затухают. Снижается потеря ОВ углей основных углеобразующих элементов (С, Н, О), несколько возрастает потеря серы и азота. Замедляется скорость снижения значения атомного отношения Н/С. Снижается интенсивность генерации метана и возрастает — сероводорода и аммиака.

На градициях катагенеза АК₃–АК₄, в интервале максимальных глубин погружения 6,4–8,4 км, вновь наблюдается заметное возрастание интенсивности генерации метана. Генерация воды и СО₂ почти полностью прекращается. Выход битумоидов достигает минимальных значений (0,03%). В битумоидах А и С преобладают спиртобензольные экстракты. В составе битумоидов на этих градициях катагенеза усиливаются все специфические черты, приобретенные на градиции МК₅. В маслах ХБА фиксируются, по данным УФ-спектров, минимальные количества ароматических структур, по данным ГЖХ — незначительное изменение всех характеристик. По данным рентгеноструктурного анализа, на этом этапе происходит монотонное упорядочение структуры ОВ, не превосходящее, однако, совершенство структуры нафтоидных шунгитов.

Таковы в общих чертах закономерности преобразования в катагенезе гумусового ОВ углей.

Разработанная экспериментально-теоретическая модель наиболее полно и объективно по сравнению с существующими характеризует процесс преобразования в катагенезе гумусового ОВ углей, поскольку основу ее составляют результаты широкого комплекса независимых друг от друга исследований.

Г.Ф. ГРИГОРЬЕВА, И.И. НЕСТЕРОВ,
В.Ю. ФИШБЕЙН, А.В. РЫЛЬКОВ

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ТЕРМОДЕСТРУКЦИИ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В КАТАГЕНЕЗЕ

Исследования по лабораторному моделированию термопревращений углей и керогенной части органического вещества (КОВ) позволяют предполагать [Акрамходжаев, 1978а, б; Уров, 1980; Артемов, Степанова, 1981; Глебовская и др., 1981; Григорьева и др., 1982], что существенное значение в механизме преобразования керогенной части рассеянного ОВ (РОВ) и генезисе углеводородов (УВ) имеют не только особенности структурного состава исходного КОВ, но главным образом содержание водорода в КОВ, условия каталитического гидрирования, наличие внешних источников водорода, способного покрыть дефицит его форм в исходном КОВ.

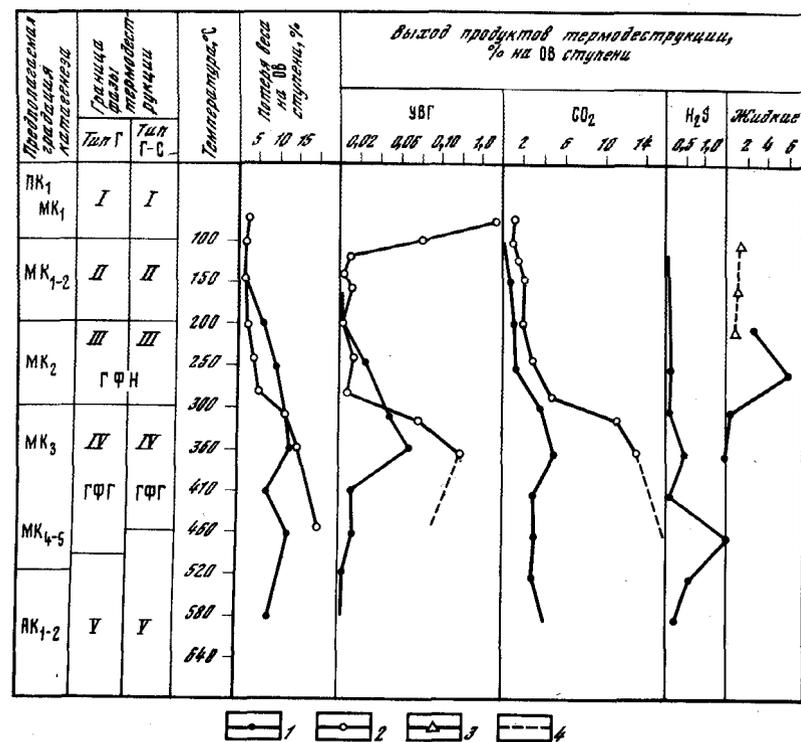
Для оценки потенциальных возможностей керогенной части различных фациально-генетических типов РОВ, для определения количества и состава новообразующихся УВ в катагенезе только при участии водорода непосредственно КОВ были подвергнуты термодеструкции в условиях лабораторного моделирования образцы преимущественно гумитового типа (глины отложений континентальных фаций, покурская свита, сеноман, Ямбургская площадь, глубина 1122, 5–1139 м) и преимущественно сапропелитового (глины, отложения относительно глубоководно-морских фаций, кузнецовская свита, турон, Русская площадь, глубина 888–907 м). Стадия катагенеза пород – МК₁, КОВ – Д₁.

Термодеструкция образцов осуществлялась в пиролитическом реакторе проточного типа в инертной среде гелия от 80 до 580°C через 40–50-градусные интервалы температур.

Газообразные и жидкие продукты термодеструкции анализировались методами газожидкостной хроматографии (ГЖХ), ИК-спектрометрии, твердые остатки от разложения КОВ – методами ИК, ЭПР-спектрометрии, элементного анализа.

По интенсивности разложения, потере веса исходного КОВ и фазовому состоянию выделяющихся продуктов с определенной долей условности выделяется несколько фаз (импульсов) термодеструкции, которые выявляют принципиальные различия в механизме преобразования КОВ различных типов, в геохимических особенностях преобразования их в катагенезе, влияющих на процессы газогенерации, нефтенакопления и формирования газоконденсатных систем.

В термическом преобразовании КОВ преимущественно гумитового типа выделяются следующие фазы: I – десорбционная (80–120°C), характеризующая начальный потенциал КОВ этапа диагенеза – начала протокатагенеза, II – нарастание термодеструкции (120–200°C), III – активизации термодеструкции (200–320°C) и газообразования мезокатагенеза, IV – активной термодеструкции (320–450°C) – позднего мезокатагенеза, V – разложения КОВ с активным уплотнением и поликонденсацией (конца мезокатагенеза – начала апокатагенеза) (рис. 1). По количеству и составу выделившихся газообразных УВ (1,68% на исходное ОВ, CO₂ – 1,42%)



Р и с. 1. Расположение фаз термодеструкции керогенов гумитового и гумито-сапропелитового типов РОВ

Линии потери веса и выхода продуктов термодеструкции: 1 – керогена гумито-сапропелитового типа РОВ (глины, кузнецовская свита, турон, Русская площадь, глубина 888–907 м, Западная Сибирь), 2 – керогена гумитового типа РОВ (глины, покурская свита, Ямбургская площадь, глубина 1122,5–1139 м, Западная Сибирь), 3 – воды, 4 – расчетных значений

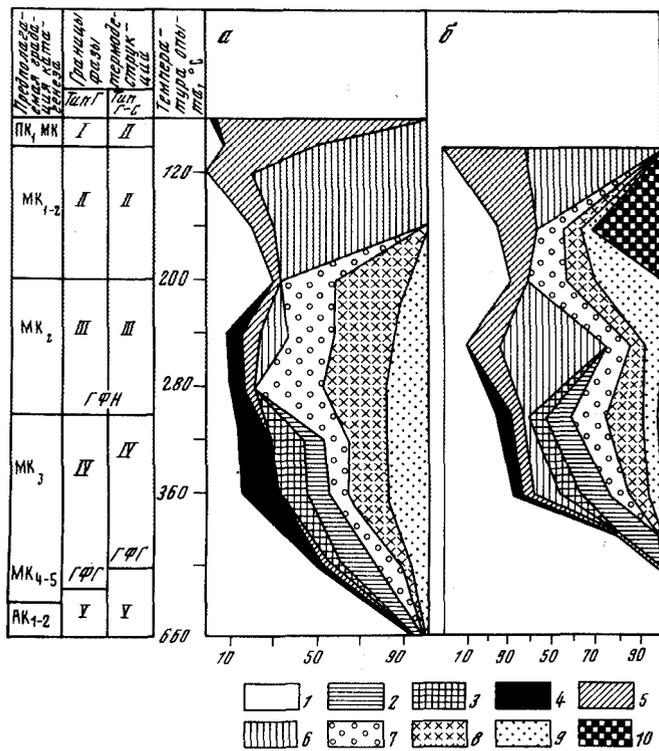
Фазы термодеструкции: I – десорбционная, II – нарастание термодеструкции, III – активизация термодеструкции и термодистилляции (ГФН), IV – активной термодеструкции и газогенерации (ГФГ); V – термического разложения

I фаза газогенерации протокатагенеза оказывает существенное влияние на формирование газоконденсатных систем (рис. 2). Так, среди выделяющихся газообразных в этой фазе преобладают в основном нормальные и изоалканы C₅ (н-C₅ 92,6–9,9%, 2-метилпентана 21,8–9,4%). Содержание метана колеблется от следов до 20,9%. Доля более тяжелых C₆ составляет 34,2–38,6%. В сумме предельные газообразные УВ преобладают в этой фазе над непредельными, а изоалканы C₅ и C₆ над C₁ и C₂.

Общее количество продуктов разложения КОВ до 120°C составляет 7%.

II и III фазы термодеструкции КОВ гумитового типа существенных изменений в развитие процесса нефтегазогенерации не вносят, поскольку характеризуются небольшим выходом газообразных УВ разнообразного состава (см. рис. 2).

Более интенсивная фаза газогенерации и разложения КОВ гумитового



Р и с. 2. Состав газообразных продуктов термодеструкции керогенов гумитового (а) и гумито-сапропелитового (б) типов РОВ

Поля: 1 – метана, 2 – этана, 3 – пропана, 4 – бутана, 5 – пентана, 6 – гексана, 7 – этилена, 8 – пропилена, 9 – бутенов, 10 – пентенов

типа начинается при температурах более 360°С, когда потеря веса ОВ к концу фазы (460°С) составляет 51,6%. В составе образовавшихся летучих продолжает доминировать СО₂ (90–99%). Количество выделившихся УВ-газов достигает к концу фазы 0,2% (на ОВ ступени). Среди УВ-газов преобладают предельные УВ над непредельными (56–79,5%), содержание отдельных УВ от С₂ до С₅ самое разнообразное. С температуры 460°С среди газообразных преобладает метан (более 50,2%).

Выявляется определенная подвижность внутренних решеток керогенной матрицы КОВ гумитового типа при температуре 160°С, что фиксируется по характеру изменений ИК-спектров. Одновременно отмечается и снижение концентрации парамагнитных центров (ПМЦ) от 25 · 10¹⁸ для исходного КОВ до 12 · 10¹⁸ спин/г при температуре 160°С. Существенные изменения структуры твердой матрицы керогена КОВ гумитового типа происходят при температуре свыше 360°С, когда по ИК-спектрам более отчетливо фиксируются процессы поликонденсации ядер, сокращается количество эфирных и сопряженных связей в циклах. В остатке КОВ увеличивается содержание углерода и уменьшается – водорода. На завершающей фазе активной термодеструкции (<460°С), когда в составе УВ-газов преобла-

дает практически метан, конденсация полиядерных значительно возрастает, доля углерода достигает 87%, содержание водорода снижается до 4%. Однако даже при температуре 600°С полной графитизации КОВ еще не происходит.

Термическое разложение керогенной массы РОВ преимущественно гумитового типа в катагенезе (от прото- до мезокатагенеза МК₄₋₅, лабораторная температура опыта 100–580°С) показало, что процесс разложения ОВ в исключительно жестких условиях, без каталитического воздействия минеральной среды и при отсутствии внешних источников водорода (кроме самого ОВ), приводит к образованию в значительной степени летучих газообразных соединений, среди которых ведущая роль принадлежит неуглеводородным компонентам СО₂ (46,5–99,6%). Количество образующихся УВ-газов крайне незначительно на всех температурных интервалах разложения КОВ (не более 0,12% на исходное ОВ). Исключением является первая десорбированная фаза. На ранних этапах термического преобразования КОВ, возможно отвечающих стадии прото-мезокатагенеза (ПК₁₋₂–МК₁₋₂), при температурах не выше 160°С, выделяющиеся газообразные УВ оказывают существенное влияние на формирование состояния смесей газоконденсатных залежей, так как в составе выделенных УВ-газов содержатся в преобладающем количестве тяжелые С₅ и С₆, с возрастанием катагенеза КОВ гумитового типа при переходе в фазу с температурным воздействием свыше 360°С, отвечающей этапам позднего мезокатагенеза (возможно, МК₃–МК₄₋₅), реакции термодеструкции керогена этого типа (при сохранении условий недостатка водорода) сопровождаются увеличением выхода газообразных УВ-соединений разнообразного состава. При температурах более 500°С концентрация УВ-газов снижается, они представлены практически метаном.

Совершенно иные соотношения фазового состояния и состава летучих продуктов выявились при термодеструкции КОВ преимущественно сапропелитового типа. Импульсивность развития процесса преобразования КОВ гумито-сапропелитового типа, выхода жидких и газообразных продуктов позволяет выделить следующие активные фазы процесса: I фаза – десорбционная (100–120°С), II – нарастания термодеструкции (120–200°С), III – активизации термодеструкции в катагенезе – термодистилляционная (200–320°С), IV – активной термодеструкции и газообразования (320–450°С), V – активного разложения КОВ (более 460°С) (см. рис. 1). Первая и вторая фазы термического преобразования КОВ преимущественно сапропелитового типа РОВ не вносят существенных изменений в увеличение масштабов газогенерации УВ-газов за счет термодеструкции КОВ, так как практически до 200°С количество генерируемых газообразных УВ колеблется в крайне ничтожных концентрациях (0,002–0,003% на ОВ). В составе выделяющихся УВ-газов фазы десорбции были обнаружены более тяжелые – С₅–С₆ (38,5–59,8% на сумму УВ) (см. рис. 2). Начиная с температуры 160°С в смеси УВ-газов начинают преобладать непредельные (57–61%).

Термодистилляционная фаза активизации термодеструкции (III) КОВ преимущественно сапропелитового типа в отличие от гумитового характеризуется появлением в составе летучих продуктов термодеструкции жидких битумоидов (2,7–6,1% на ОВ ступени или на сумму летучих –

56,2–79,3%). Завершение этой фазы происходит при 300°С, и выход жидких продуктов снижается до 0,4% (на ОВ).

Максимальный пик термодистилляционной фазы и выделения жидких битумоидов приходится на температуру 250°С. Фаза термодистилляционного этапа преобразования КОВ может быть приравнена к фазе ГФН РОВ осадочных пород. По составу жидкие битумоиды КОВ отвечают облику остаточных синбитумоидов глин соответствующих фашиальных типов отложений, но характеризуются относительно более повышенной концентрацией карбонильных группировок, свойственных асфальтово-смолистым компонентам.

В битумоидах термодеструкции 200–250°С обнаружены *n*-алканы и изопреноиды C₁₃–C₃₃. Относительно более высокой концентрацией отличаются *n*-алканы C₁₇ и C₁₈ (200°С) и C₁₅, C₁₈ и C₂₁ (250°С). На завершении фазы термодистилляции (300°С) максимум *n*-алканов сдвигается в относительно низкомолекулярную область C₁₅, C₁₆ и C₁₇. Содержание изопреноидных УВ в составе выделившихся битумоидов довольно своеобразное. При относительно невысоких температурах опыта (250°С) и при большем выходе битумоида (6,1% на ОВ ступени) присутствуют более высокомолекулярные изопреноиды – C₁₉, C₂₀ и C₃₀. С увеличением температуры появляются более низкомолекулярные – *i*-C₁₅–C₁₈. Высокой концентрацией среди изопреноидов выделяется лишь сквалан C₃₀ (10,4%). Отношение суммы нечетных *n*-алканов к сумме четных сохраняется практически постоянным (1–1,1) для всех фракций битумоидов. Отношение пристан/фитан колеблется в пределах 0,5–1,4.

Можно полагать, что колебания в значениях показателя пристан/фитан в большой степени связаны с первичным фашиально-генетическим типом КОВ и обусловлены неоднородностью структурного формирования КОВ в период седиментогенеза. На это указывает то обстоятельство, что даже при температурах 250–300°С не разрушается такое высокомолекулярное соединение, как сквалан. Выделившиеся в фазу термодистилляции битумоиды являются первичными по отношению к структуре КОВ и вторичными (термобитумоидами) к фракции хлороформенных битумоидов экстракции. Количество первичных битумоидов хлороформенной экстракции для данного образца КОВ составило 6,3% ($\beta_{\text{ХФ}}^{\text{ОВ}}$), а вторичных термобитумоидов – 7,5% на исходное ОВ. Все это позволяет сделать вывод о том, что практически половина синбитумоидов РОВ сохраняется в сорбированном состоянии во внутренних фрагментах керогена в главной фазе нефтеобразования. Их вторичному выделению способствует приобретенная при температурах 250–300°С подвижность внутренних фрагментов керогенной матрицы, раскрытие закрытых пор, поскольку при температурах 200–250°С еще не отмечается разрушение структурной матрицы остатков керогенов. Ряд исследователей предполагают [Nelson et al., 1980; Lucht, Perpras, 1980; Cavalas et al., 1981], что структура углей и керогенов имеет трехмерное сетчатое строение, в которой ароматические плоские фрагменты связаны поперечными мостиковыми связями (возможно, метиленовыми или эфирными). При обработке породы (в условиях экстракции при невысоких температурах) такие поперечные связи между плоскостными фрагментами еще не приобретают подвижности и значи-

тельная часть сорбированных жидких высокомолекулярных соединений этапа седименто- и диагенеза сохраняется внутри структуры отдельных макроагрегатов КОВ, что создает дополнительный источник нефтематеринского потенциала РОВ сапропелитового типа сравнительно с РОВ гумитового типа. Структурные изменения твердого остатка КОВ сапропелитового типа также начинают фиксироваться после продолжительного воздействия температур свыше 360–420°С и сопровождаются уже активной фазой газообразования, декарбоксилирования и уплотнения структуры.

Более эффективная фаза газогенерации УВ-газов КОВ преимущественно сапропелитового типа фиксируется в пределах температур 320–460°С, с максимумом выделения газообразных УВ при 360°С (0,047–0,067% на ОВ ступени). Основная масса среди летучих по-прежнему сохраняется за неуглеводородными соединениями CO₂ (66,7–95%) и H₂S (33%). В максимуме фазы выделения УВ-газов среди генерируемых преобладают предельные (79%), в составе УВ фиксируются метан (35,4%), C₂ – предельные и непредельные (14,0–8,7%), C₃ (8,3–8,7%), C₆ (12,5%), остальные компоненты – *n*- и *i*-C₄, C₅ в сумме не более 10%. Начиная с температуры 420°С генерируемые УВ-газы представлены преимущественно метаном (79–100%).

Таким образом, термические реакции преобразования КОВ преимущественно сапропелитового типа в условиях, исключающих внешние источники водорода, кроме водорода самого ОВ, характеризуются двумя максимальными фазами генерации УВ-соединений – термодистилляционной (200–300°С) и газогенерационной (300–410°С). Активная деструкция твердой керогенной матрицы наступает при термическом воздействии 460°С и сопровождается интенсивным выделением неуглеводородных компонентов – CO₂ H₂S.

Основные выводы проведенных исследований можно свести к следующему.

Процесс термического преобразования керогенов РОВ двух типов – гумитового и преимущественно сапропелитового в условиях отсутствия каталитического воздействия окружающей гетерогенной среды и без гидрирования внешними источниками водорода сопровождается сначала нарастанием подвижности керогенной матрицы (до 250–300°С) и затем разложением КОВ (свыше 360°С) с выделением летучих компонентов преимущественно неуглеводородного состава. Фазовое состояние системы (до 600°С) практически сохраняется с преобладанием твердого остатка. Существенное геохимическое значение в оценке нефтегазогенерационного потенциала керогенов РОВ имеют лишь две фазы – термодистилляционная и фаза активной термодеструкции – газогенерационная. Состав и количество выделяющихся соединений определяются исходным фашиально-генетическим типом РОВ.

Термодистилляционная фаза выделения жидких битумоидов и высокомолекулярных УВ из внутренних фрагментов керогена характерна лишь для РОВ преимущественно сапропелитового типа. Узкий интервал импульса нефтегенерации указывает на короткий этап полной реализации нефтематеринского потенциала РОВ при соответствующих условиях катагенеза. Фазы максимальной газогенерации УВ-газов (ГФГ) (соответствующие стадии МК₃) сопровождаются разнообразным по составу выделением

газообразных УВ (в смеси с неуглеводородными компонентами CO_2 , H_2S и др.). По количеству генерируемых УВ-газов в РОВ гумитового типа фаза газогенерации МК₃ превосходит фазу газогенерации РОВ преимущественно сапропелитового типа. Преобразование РОВ гумитового типа при относительно невысоких температурах будет оказывать существенное влияние на формирование газоконденсатных систем в нефтегазоконденсатных скоплениях УВ этапа протокатагенеза — начала мезокатагенеза.

Выделение жидких высокомолекулярных соединений в свободную фазу из керогенов РОВ гумитового типа практически не происходило, тем не менее их существование внутри керогенной матрицы фиксировалось. Следовательно, катагенная термодеструкция керогенной матрицы гумитового типа при дефиците водорода не приводит к новообразованию значительного количества жидких УВ, а сопровождается лишь активным газообразованием.

По количеству и составу выделяющихся газообразных компонентов и жидких битумоидов из внутренних фрагментов керогенов РОВ разных типов и стадий катагенеза можно проследить эволюцию начала, максимального развития и затухания процесса нефте- и газогенерации. Это позволяет более надежно картировать нижнюю границу полной реализации нефтематеринского потенциала для любого типа РОВ в катагенезе на глубинах, не достигнутых бурением.

Л и т е р а т у р а

Акрамходжаев А.М. Генетический потенциал продуктивности нефтегазоматеринских пород и его реализация. — В кн.: Осадочно-миграционная теория образования нефти и газа. М.: Наука, 1978а, с. 76–88.

Акрамходжаев А.М. Нефть и газ — продукты преобразования органического вещества. М.: Недра, 1978б. 264 с.

Артемов А.В., Степанова Г.И. Особенности молекулярного строения углей различных генетических типов по степени восстановленности. — Химия твердого топлива, 1981, № 4, с. 18–24.

Глебовская Е.А., Резцов В.И., Куликова В.М. и др. Основные закономерности катагенетических преобразований органического вещества пород (данные лабораторного моделирования). — В кн.: Общие закономерности литогенетических преобразований органического вещества. Л.: ВНИГРИ, 1981, с. 7–18.

Григорьева Г.Ф., Нестеров И.И., Рыльков А.В. и др. Термодеструкция рас-

сеянного органического вещества осадочных пород: Тез. докл. VII Всесоюз. семинара "Органическое вещество в современных и ископаемых осадках". Ташкент, 1982, с. 15–17.

Уров К. Состав газообразных продуктов термолитизации как диагностический признак генетического типа каустобиолитов. — Изв. АН ЭССР, 1980, т. 29. Химия, № 4, с. 246–250.

Gavalas G.R., Cheong P.H.-K., Gain R. Model of coal pyrolysis. 1. Qualitative development. — Ind. and Eng. Chem. Fundaw., 1981, vol. 20, N 2, p. 113–122.

Lucht L.M., Peppas N.A. Crosslinked macromolecular structures in bituminous coals: theoretical and experimental considerations. — Chem. and Phys. Coal. Util-1980. Conf., Morgantown, W. Va, 1980, N.Y., 1981, p. 28–48.

Nelson J.R., Mahajant Om.P., Walker P.L. Measurement of Swelling of coals in organic liquids: a new approach. Fuel, 1980, vol. 59, N 12, p. 831–837.

УДК 552.578.2.061.333

С.Н. БЕЛЕЦКАЯ, Г.В. МАЕВСКАЯ, Л.И. СЕРГЕЕНОК

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ СОСТАВА МИКРОНЕФТИ В ПРОЦЕССЕ МИГРАЦИИ

При диагностике первично-миграционных процессов, а также при разработке схем формирования нефтяных и газовых залежей необходимо знать закономерности изменений в составе мигрирующей микронефти. В.А. Успенский [1970] подразделял микронефть на три фракции: 1) метан и его газообразные гомологи; 2) летучие углеводороды (УВ); 3) битумоиды. Дифференциация состава каждой из фракций протекает по своим законам. Состав мигрирующей микронефти изменяется под воздействием диффузионной дифференциации, термобарического фактора и адсорбционно-хроматографического разделения, а также при изменении физико-химических условий среды [Барс, 1981; Милешина и др., 1983; Чахмахчев, 1983].

Авторы данной работы изучали закономерности дифференциации газонефтяных и водонефтяных систем при воздействии термобарического фактора, на основании изменений состава газовых и водных экстрактов, полученных из материнских пород при различных условиях извлечения и сепарации. Исследовано около 150 образцов пород, отличающихся по литологическому составу, возрасту и преобразованности рассеянного органического вещества (РОВ), по методикам, описанным ранее [Белецкая, 1972].

Типичная картина изменения группового и углеводородного состава газонефтяных систем при различных условиях извлечения и сепарации рассмотрена на примере эксперимента с кумским мергелем (р. Аргун). В сравнительно мягких условиях ($P=10,2$ МПа; $T=40^\circ\text{C}$) в газовый раствор переходили преимущественно метановые и моноциклические ароматические (АР) УВ — 75% во фракции; при снижении P до 7,1, а затем до 4,05 МПа из раствора в первую очередь выделялись нафтеновые и полициклические АР УВ; часть метаново-нафтенных (МН) УВ сохранялась в газовом растворе и извлекалась только при помощи активированных сорбентов (фракция газового экстракта из фильтров).

С увеличением P и T извлечения, имитировавших погружение пород, доля нафтенных и АР УВ, а также асфальтеново-смолистых компонентов в газовом растворе закономерно возрастала. Состав последовательно извлеченных фракций газовых экстрактов существенно различался. Содержание МН УВ в газовом экстракте снижалось от 76,7% во фракциях, полученных при 10,2 МПа, до 49,3% — при 40,5 МПа, причем доля собственно метановых УВ снижалась от 76,7 до 0%, а содержание АР УВ и смолистых компонентов возрастало от 10 до 30 и от 5 до 20% соответственно. Содержание МН УВ во фракциях газовых экстрактов уменьшается в процессе опыта как в процентном, так и в весовом отношении, в результате того, что исчерпываются резервы этих УВ в породе. Для АР УВ и смол наблюдается иная закономерность — доля их растет, но абсолютное количество, достигнув максимума при 20,3 МПа, начинает снижаться, хотя в породе еще присутствуют эти соединения.

В исходном битумоиде масляные, смолистые и асфальтеновые компо-

ненты присутствуют примерно в равных количествах, а после фильтрации газа через породу состав битумоида резко изменяется. Метановые УВ в оставшемся битумоиде и в последней фракции газового экстракта отсутствуют, так как полностью удаляются из породы. Моноциклических нафтеновых и АР УВ сохранилось не более 5–2%, а полициклических — около 40–55% от исходного количества. Основную долю в остаточном битумоиде составляют асфальтеново-смолистые компоненты (86,2%).

Во фракции микронефти, выделившейся из газового экстракта при снижении P от 40,5 до 7,1 МПа, а T от 90 до 40°С, содержание метановых УВ всего лишь 8% и преобладают полициклические УВ. При дальнейшем падении P до 4,2 МПа доля метановых УВ в выделившейся микронефти возрастает до 45%.

Один из самых информативных показателей дифференциации состава микронефти, мигрирующей в газовом растворе, — отношение МН УВ/АР УВ — изменяется от 7,6 в первой фракции до 0,6 в послеопытном битумоиде. В исходном битумоиде это отношение 1,6, а в суммарном газовом экстракте 3,5.

Закономерно изменяется также молекулярный вес фракций газовых экстрактов, который увеличивается от 231 до 330, а для исходного битумоида и послеопытного — от 382 до 623. Фракции, выделившиеся при первом изменении термобарических условий, имеют больший молекулярный вес, чем последующие.

Определенные закономерности наблюдаются в изменении элементного состава газовых и хлороформенных экстрактов. По мере увеличения P и T извлеченная в составе газовых экстрактов доля гетерогенных элементов неуклонно возрастает от 1,8 до 35,8% (в суммарном газовом экстракте она около 5%). При снижении давления до 7,09 МПа значительная часть соединений, обогащенных гетероэлементами, выделяется из раствора, но часть сохраняется в растворе и выделяется только при $P = 4,05$ МПа и $T = 40^\circ\text{C}$, а это значит, что некоторые смолистые компоненты лучше удерживаются в растворе, чем полициклические УВ. В послеопытном битумоиде доля гетероэлементов увеличивается вдвое по сравнению с исходным битумоидом (15,83 и 8,32%).

Весьма наглядно дифференцирующее влияние термобарического фактора на состав углеводородной фракции проявляется при изучении газовых экстрактов методом газожидкостной хроматографии. При наличии в породе полной гаммы УВ происходит четкая дифференциация их в процессе миграции в газовой фазе.

В составе микронефти, выделившейся из газового раствора при падении P до 7,1 МПа и T до 40°С, преобладают УВ фракции $C_{15-16}-C_{35}$, с максимумом в области C_{22-23} . При дальнейшем снижении давления до 4,05 МПа конденсируются УВ фракции $C_{11-14}-C_{25}$, с максимумом при C_{15-19} , и в специальных фильтрах с активизированными сорбентами ($P = 4,05$ МПа; $T = 20^\circ\text{C}$) улавливаются летучие УВ (C_{8-18}), положение максимума зависит от состава и количества этих УВ в породе. На рисунке приведены типичные хроматограммы УВ, конденсирующихся при снижении P и T (нижний ряд) и улавливаемых в фильтрах (верхний ряд).

В отличие от миграции микронефти в газовом растворе при образовании водных истинных растворов УВ в воде должно происходить селектив-

ное удаление моноциклических аренов и легких метановых УВ. В эмигрирующей части должно наблюдаться снижение отношений: толуол/бензол, МН УВ/АР УВ, этилбензол/о-ксилол. Однако при образовании коллоидно-эмульсионных водных растворов битумоидов, особенно при участии в качестве поверхностно-активных веществ и эмульгаторов асфальтеново-смолистых компонентов, состав мигрирующей микронефти значительно обогащен метановыми УВ и тяжелыми кислыми компонентами и мало отличается от недифференцированного битумоида.

На основании результатов моделирования миграции микронефти в виде водных растворов, насыщенных сжатыми газами (CO_2 или N_2), можно судить о характере дифференциации при изменении термобарических условий [Белецкая, Сергеенок, 1975, 1977].

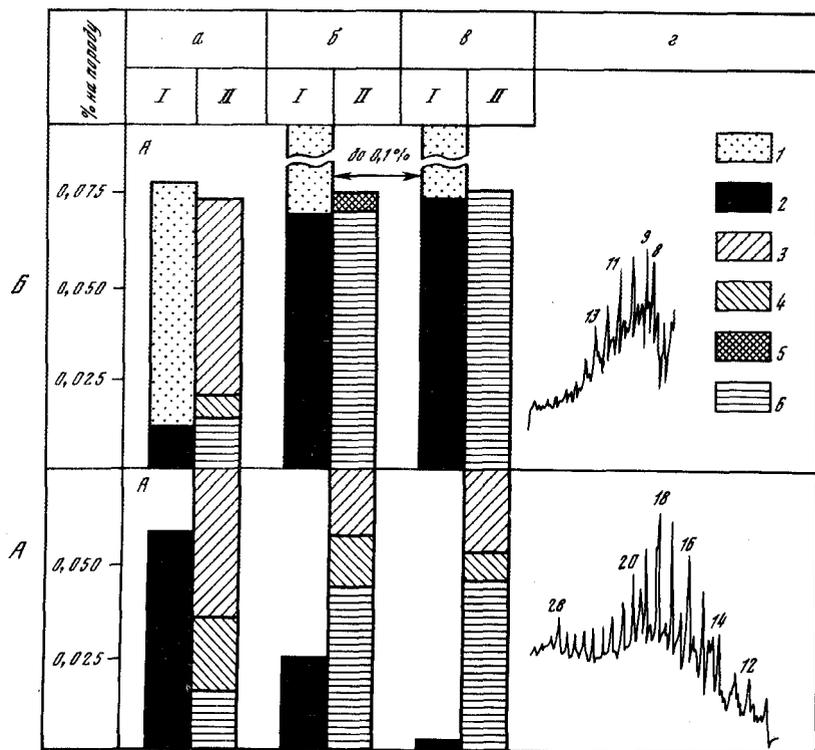
При снижении P от 40,5 до 0,1 МПа и T от 100 до 20°С из водного раствора выделяются наименее растворимые неполярные компоненты — УВ фракции $C_{10-14}-C_{31}$ с максимумом при C_{15-18} , составляющие до 70% (среднее значение — 50%) в выделившейся микронефти, в то время как в растворе сохраняются УВ C_{8-20} с максимумом при C_{8-12} , аналогичные фракции газового экстракта, улавливаемой в фильтрах, но отличающихся значительным содержанием кислых компонентов (до 98%, среднее значение — 89%).

Из кислых и нейтральных водных растворов хлоркальциевого типа, насыщенных углекислым газом, при перепаде T и P выделяется значительное количество водорастворенных веществ, в составе которых преобладают УВ, в щелочных же водах гидрокарбонатно-натриевого типа (при $\text{pH} = 8,5$ и более), насыщенных нейтральным газом — азотом, способно раствориться значительное количество микронефти даже в сравнительно мягких термобарических условиях, но доля УВ в растворенном веществе относительно мала и при перепаде T и P выделяется меньше ОВ. В случае щелочных растворов для выделения микронефти из раствора эффективнее изменение среды или химического состава вод (привнесение CaCl_2 , снижение pH и другие факторы), чем изменение термобарических параметров.

Отношение МН УВ в суммарном водорастворенном ОВ колеблется от 1 до 4,4, среднее значение (по 29 опытам) 2, что близко к величине этого отношения в газовом экстракте (2,8 — среднее по 103 образцам пород) и в 2–3 раза выше, чем в ХБА исследованных пород.

На рисунке наглядно представлены различия в составе и количестве микронефти, извлеченной из аргиллитов куонамской свиты (E_{1-2} кл, Большая Куонамка, МК₁, $C_{\text{НК}}$ 11%, ХБА 0,42%) сжатым углекислым газом (0,068% на породу), водой, насыщенной углекислым газом (0,1% нелетучих и около 0,1% летучих компонентов), и водой, насыщенной азотом, при $\text{pH} 8,5$ (0,08% нелетучих и около 0,1% летучих компонентов). Практически все летучие компоненты сохраняются в газовом и в водном растворах при изменении термобарических условий, но основная часть УВ фракции $C_{14}-C_{30}$ выделяется из водных и газовых растворов. Неуглеводородная часть микронефти концентрируется в водном растворе и сохраняется при перепаде P и T .

Дробная сепарация газовых экстрактов позволила установить, что в процессе миграции микронефти в газовом растворе происходит измене-



Количество и состав битумоидов, извлеченных из аргиллитов куонамской свиты (C_{1-2} , р. Большая Куонамка, МК₁, $C_{\text{Hк}}$ 11%, ХБА 0,42%) сжатым углекислым газом (а), водой, насыщенной CO_2 , рН 7 (б), водой, насыщенной азотом, рН 8,5 (в), а также углеводородный состав водных и газовых экстрактов (з)

А — битумоиды, выделившиеся из растворов, при изменении термобарических условий от 40,5 МПа и 90°С до атмосферных; Б — битумоиды, сохранившиеся в растворе при снижении давления и температуры

1 — летучие компоненты; 2 — нелетучие компоненты; 3 — метаново-нафтеновые УВ; 4 — ароматические УВ; 5 — суммарная углеводородная фракция; 6 — асфальтеново-смолистые компоненты

I — количество битумоидов, % на породу; II — состав нелетучих компонентов, % на битумоид

ние некоторых параметров, используемых для генетических интерпретаций. Установлено, что отношение пристан/фитан во фракциях микронефти, сохранившихся в газовых растворах при снижении P и T , в 2–15 раз выше, чем в исходном битумоиде и во фракциях, выделившихся из газовых растворов.

На основе сказанного можно сделать следующие выводы.

1. При изменении термобарических условий из водных и газовых растворов выделяются фракции, близкие по гамме ($C_{11-14} - C_{30}$, с максимумом при C_{15-19} , а сохраняются в растворах низкокипящие УВ (C_{8-20} с максимумом при C_{8-11}), но обогащение фракций неуглеводородными компонентами сильно отличается и повышается от 5 до 98% в ряду: фракции ОВ, сохранившиеся в газовом растворе при снижении P и T — фракции

ОВ, выделившиеся из газового раствора, — фракции ОВ, выделившиеся из водного раствора, — фракции ОВ, сохранившиеся в водном растворе.

2. Установлено увеличение отношения пристан/фитан во фракции газового экстракта, сохранившегося в газовом растворе при снижении P и T , по сравнению с исходным битумоидом и фракцией газового экстракта, выделившейся из раствора, что хорошо согласуется с повышенными значениями отношения пристан/фитан в газоконденсатных месторождениях.

3. При рассмотрении закономерностей формирования нефтяных залежей необходимо учитывать различное влияние изменения термобарических условий на мигрирующие водные щелочные, водные кислые, газовые растворы микронефти.

Л и т е р а т у р а

Барс Е.А. Органическая гидрогеохимия нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1981. 299 с.

Белецкая С.Н. Изучение распределения битумоидов в поровой системе в связи с вопросами оценки состояния миграционных процессов. — Геология нефти и газа, 1972, № 1, с. 39–45.

Белецкая С.Н., Сергеенок Л.И. Изучение совместного действия воды и сжатого газа на рассеянное органическое вещество пород. — Тр. ВСЕГИНГЕО, 1975, вып. 96, с. 175–184.

Белецкая С.Н., Сергеенок Л.И. Фор-

мирование состава водорастворенного органического вещества в пластовых водах, насыщенных сжатыми газами. — Тр. ВНИГРИ, 1977, вып. 396, с. 160–174.

Милешина А.Г., Калинин М.К., Сафонова Г.И. Изменение состава нефтей при фильтрации через породы. М.: Недра, 1983. 175 с.

Успенский В.А. Введение в геохимию нефти. Л.: Недра, 1970. 309 с.

Чахмахчев В.А. Геохимия процесса миграции углеводородных систем. М.: Недра, 1983. 230 с.

УДК 553.57.982 (571.1)

И.Н. УШАТИНСКИЙ

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И НЕФТЕНОСНОСТЬ КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

В последнее время заметно усилился интерес к изучению кремнистых пород с позиций их сырьевого использования и перспектив нефтеносности [Баженова и др., 1982; Доманикиты..., 1982; Нестеров и др., 1984]. В осадочном чехле Западно-Сибирской плиты выделяются следующие кремнистые формации: эоценовая (люлинворская свита), верхнемеловая (березовская свита) и верхнеюрская (баженовская свита). Все формации образовались в периоды господства морских условий.

Кремнистые отложения эоцена широко распространены на территории Западно-Сибирской плиты, их мощность обычно не превышает 2000 м, а глубина залегания 300–400 м. Нередко они выходят на поверхность [Нестеров и др., 1984]. Уровень литификации осадков находится на границе подстадий D_3 – PK_1 . Основная разновидность пород — глинистые диатомиты, встречаются и опоки. Диатомиты представляют собой легкие

Таблица 1

Состав диатомитов и опоков эоцена Западной Сибири (в вес.%)

Компоненты	Диатомиты		Опоки		
	Диатомиты	Опоки	Компоненты	Диатомиты	Опоки
SiO ₂	76,88	84,82	Опал	55	2
Al ₂ O ₃	8,35	5,85	Кристобалит	3	72
Fe ₂ O ₃ + FeO	3,34	2,28	Кварц	10	4
CaO + MgO	1,88	1,51	Смектит	15	10
Na ₂ O + K ₂ O	2,21	1,58	Гидрослоюда	9	8
П.п.п.	6,95	3,70	Каолинит	6	3
Сумма	99,61	99,74			

пористые породы с органогенной текстурой. Размеры пор соизмеримы с размером текстурных элементов (до 10 мкм и более). Содержание кремнезема составляет 70–90%, органического углерода 0,5–1,5%. Источником органического вещества (ОВ) и кремния служили главным образом диатомеи. Минералы представлены опалом (40–70%), глинистыми компонентами, кварцем, полевыми шпатами (табл. 1). В опоках развит низкотемпературный кристобалит (опал СТ), возникший за счет раскристаллизации опала А. Близкую характеристику имеет верхнемеловая формация.

Юрская кремнистая формация распространена в бассейне на территории более 1 млн. км² при глубине залегания в центральной части до 2,5–3,5 км и средней мощности 30 м. Формирование отложений происходило в условиях трансгрессии, резкой седиментационной недокомпенсации и преобладающего накопления биогенного материала. Последнее особенно связано с развитием кремнескелетных радиолярий и, вероятно, раннемезозойских центрических диатомей. Общепринятым считается появление диатомей лишь начиная с палеогена. Такое заключение базируется на пыльном расцвете этих организмов в кайнозой и на практическом отсутствии находок в более древних породах. Однако последнее, скорее всего, объясняется не их действительным отсутствием, а тем, что скелеты диатомей в отличие от радиолярий длительное время в осадках не сохраняются.

Баженовская свита сложена рядом типов и разновидностей пород [Доманикиты..., 1982; Коллекторы..., 1983; Нестеров, 1979; Ушатицкий, 1981; Харин, 1984]. Основное место среди них занимают богатые ОВ высокобазитные более или менее глинистые силициты и кремнистые глины, часто с примесью известкового материала. Карбонатные породы (мергели, известняки) имеют подчиненное значение. Среди текстур преобладает микрослоистая (табл. 2). При этом микрослоистым строением могут обладать почти все разновидности пород, поэтому в категорию баженовских [Нестеров, 1979] попадают не только существенно глинистые породы, но также силициты и мергели.

В составе свиты резко преобладают биогенные (аутигенные) элементы: Si, C, S, Ca, V и др. Соотношение содержаний аутигенных и терригенных компонентов составляет в баженовской свите 2,33, а во вмещающих глинах — 0,12. Величина модуля Fe/Ti почти всюду менее 25, что указывает,

Таблица 2

Содержание литологических, текстурных разновидностей пород и основных компонентов в баженовской свите Салымской площади (в %)

Разновидности пород, основные компоненты	Части разреза			По толще
	верхняя	средняя	нижняя	
<i>Литологические разновидности:</i>				
силициты слабоглинистые	1	8	21	30 (9,57)
силициты глинистые	6	20	9	35 (13,40)
глины кремнистые	9	2	0	11 (12,29)
глины известково-кремнистые	10	3	1,5	15 (15,19)
мергели кремнистые	4	0,5	0,5	5 (15,20)
известняки	3	0	1,5	4,5 (4,26)
<i>Текстурные разновидности:</i>				
микрослоистые	17	20	23	60 (12,61)
неслоистые	13	14	13	40 (12,04)
ракушняковые	5	6	19	30 (10,50)
<i>Компоненты:</i>				
органическое вещество	16,5	15,5	11,5	14,5
глинистое вещество	32	25	20	26
кремнистое вещество	27,5	47,5	61	43
карбонатное вещество	16	5,5	3	10
сульфиды (пирит)	8	6,5	4,5	6,5
сера общая	4,71	3,68	2,36	3,58
фосфор (P ₂ O ₅)	0,44	0,25	0,16	0,32
ванадий	0,040	0,036	0,034	0,037
никель	0,020	0,017	0,014	0,017
медь	0,018	0,012	0,010	0,014
соотношение А/Т	1,75	2,30	3,10	2,33
модуль Fe/Ti	22,8	18,1	15,1	19,5

Примечание. В скобках приведено содержание C_{орг.} А/Т — соотношение содержаний аутигенного (биогенного) и терригенного материала.

согласно геохимическим критериям Н.М. Страхова, на малозначимую роль в осадках вулканического (эксгальтивного) материала. Почти весь свободный кремнезем в отложениях свиты связан с халцедоном, а во вмещающих породах — с обломочным кварцем. Глинистое вещество сложено главным образом смешанно-слоистыми смектит-гидрослоюдистыми образованиями и диоктаэдрическими гидрослоюдами модификаций 1М и 2М₁. Карбонаты представлены чаще всего аутигенным кальцитом, а не доломитом, как считалось ранее [Коллекторы..., 1983].

Наиболее высокие концентрации ОВ обычно приурочены не к исходным ("чистым") типам пород, а к промежуточным разновидностям. В "чистых" глинах, известняках, силицитах содержание ОВ колеблется в пределах 2–7%, а в известково-кремнистых глинах, известково-глинистых силицитах, мергелях достигает 15–20% и более. Содержание свободных углеродов (УВ) книзу возрастает, что может указывать на их поступление из верхней половины разреза в нижнюю [Харин, 1984]. С содержаниями ОВ коррелируют концентрации Cu, P, S, Ni и др. С глинистой и алевритовой

глинистой фракцией связаны В, Ti, Mo, Zr, Ba и др. В кремнистых породах иногда наблюдаются повышенные содержания Cr, Co и др.

Приведенные данные показывают, что по составу (наличие смектита, гидрослюд 1М, опала, низкоструктурного халцедона), степени катагенеза ОВ (Д—Г) и прочим параметрам (катионный комплекс, плотность и др.) породы баженовской свиты нельзя причислять к аргиллитам, относя на их счет формирование емкости (трещины) коллектора. Действительные аргиллиты являются глубоко литифицированными глинистыми породами слюдяного состава, характерными для стадий апокатагенеза — метакатагенеза. Трудная размокаемость баженигов в воде связана с их гидрофобностью, обогащенностью ОВ, кремнистым и карбонатным материалом.

В региональном отношении высокобитуминозные кремнисто-глинистые породы свиты располагаются в центральной части бассейна. Соответственно в центральной части породы имеют повышенную пористость и пониженную плотность. Более глубоководным фаціальным зонам соответствуют зоны наивысших концентраций биогенного кремнезема и ОВ, что вызвано постоянным влиянием единого источника (кремнескелетных организмов) вещества [Ушатинский, 1981].

Изучение разреза баженовской свиты показывает, что верхняя ее часть обогащена органическим, глинистым, карбонатным веществом, пиритом, многими микроэлементами, средняя и особенно нижняя части — биогенным кремнеземом. Соответственно распределяются и разновидности пород: вверху преобладают кремнистые и известково-кремнистые глины, известково-глинистые силициты, мергели, известняки, в середине и внизу — глинистые и слабоглинистые силициты. При этом микрослоистые текстуры несколько чаще распространены в нижней части, а неслоистые — в средней. Ракушняковые текстуры почти всегда тяготеют к нижней части разреза, где концентрируются радиоляриты. К этим же участкам приурочена повышенная пористость пород. В верхней части разреза ракушняковые текстуры связаны главным образом с карбонатными породами.

При указанном среднем распределении разновидностей пород корреляция их в скважинах затруднена даже в пределах единого участка. Одни скважины почти полностью представлены микрослоистыми (скв. 118, 127 и др.), другие — только неслоистыми (скв. 110, 113 и др.) разновидностями пород. Различия наблюдаются даже в близко (около 1 км) стоящих скважинах. Так, в скв. 127 содержание слабоглинистых силицитов в нижней части составляет 23%, а в скв. 169 — они почти отсутствуют. Это показывает, что выделение продуктивных зон может производиться лишь в ближайшем окружении скважин, а по разрезу они могут находиться на разных уровнях.

Основной фон физических параметров пород определяется ведущим компонентом — биогенным кремнеземом (халцедон, раскристаллизовавшийся из опала). Высокое объемное содержание ОВ снижает плотность и повышает пористость пород (особенно под влиянием повышенной температуры); появление пирита, карбонатного, глинистого вещества действует в обратном направлении. Соответственно таким зависимостям объемная плотность пород на Малосалымской площади составляет в верхней части свиты 2,30, в средней — 2,21, в нижней — 2,13 г/см³, открывая пористость — 3,64, 4,74, 5,58%. Коллекторские возможности проявляются

во всех частях разреза, но возрастают сверху вниз, в сторону обогащения кремнистыми породами, особенно радиоляритами. Роль силицитов в качестве коллекторов УВ уже выявлена в ряде регионов СССР и зарубежных стран [Баженова и др., 1982].

Из рассмотренных кремнистых формаций эоценовая и меловая не являются нефтеносными, заключенное в породах ОВ не достигло еще основной нефтегенерирующей стадии, а поступление УВ снизу ограничено флюидупорами. Юрская кремнистая формация представляет собой самостоятельную нефтематеринскую и нефтемещающую толщу, где в существенно кремнистых породах исходное ОВ, его источник (захороненные организмы) и продукция (нефть) находятся практически на месте. Притоки нефти из этих пород получены на многих площадях в центральных, северных и южных районах региона.

В Салымском районе наиболее значительные притоки нефти получены в большинстве случаев из нижней ее части. При этом средний дебит проанализированных скважин с преобладанием слоистых плитчатых разновидностей пород составил 180,4, а с преобладанием неслоистых — 17,5 м³/сут. Приведенные данные по распределению в разрезе свиты литотипов пород, свободных УВ и нефтяных притоков показывают, что листоватые глинистые бажениги не могут быть единственным типом коллектора. Глинистые, как и карбонатно-глинистые породы (часто с конкреционными включениями), распространены в верхней половине толщи, а в нижней — преобладают силициты (радиоляриты) с явной или скрытой микроракушняковой и плитчатой текстурой и с высоким пиролитическим выходом УВ. Плитчатое и конкреционное строение пород создает дополнительные возможности для формирования емкостных и фильтрационных свойств в толще баженовской свиты и на границе с вмещающими отложениями. При этом керн из интервалов развития плитчатых разновидностей (как и листоватых) нередко разрушается при бурении и не выносятся на поверхность.

Л и т е р а т у р а

Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Карлюшина Е.Е. Нефтематеринский потенциал кремнистых образований. — В кн.: Методы оценки нефте- и газоматеринского потенциала седиментов. М.: Наука, 1982, с. 107–114.

Доманикиты Сибири и их роль в нефтегазоносности/ Под ред. Ф.Г. Гурари. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1982. 135 с.

Коллекторы нефти баженовской свиты Западной Сибири/ Т.В. Дорофеева, С.Г. Краснов, Б.А. Лебедев и др. Л.: Недра, 1983. 132 с.

Нестеров И.И. Новый тип коллектора нефти и газа. — Геология нефти и газа, 1979, № 10, с. 26–29.

Нестеров И.И., Генералов П.П., Подсосова Л.Л. Западно-Сибирская провинция кремнисто-опаловых пород. — Сов. геология, 1984, № 3, с. 35–40.

Ушатинский И.И. Литология и перспективы нефтеносности юрско-неокомских битуминозных отложений Западной Сибири. — Сов. геология, 1981, № 2, с. 11–22.

Харин В.С. Вещественный состав и петрофизические особенности пород баженовской свиты. — Тр. ЗапСибНИГНИ; 1984, вып. 191, с. 14–19.

ОСОБЕННОСТИ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ В РАЗЛИЧНЫХ ТЕКТОНОТИПАХ БАССЕЙНОВ

УДК 553.981:551.242

Б.А. СОКОЛОВ

ОСОБЕННОСТИ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ В ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ РАЗЛИЧНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ

Превращение осадочного бассейна в нефтегазоносный в значительной степени определяется динамикой погружения и интенсивностью прогресса, предопределяющих полноту процесса реализации материнскими породами их генерационного потенциала. Не случайно, крупные по объему осадочного выполнения нефтегазоносные бассейны, такие, как Западно-Сибирской, Волго-Уральский, Северного моря, Мексиканского и Персидского заливов, Маракайбский и многие другие характеризуются толщиной разреза более 5–10 км, формировавшегося со скоростью 80 м/млн. лет, и значениями геотермического градиента в период прохождения нефтегенерационными толщами главной зоны нефтеобразования более $3,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ [Соколов, 1980].

Теория мобилизма позволила увязать в единую систему мощное и быстрое осадконакопление, интенсивный прогрев с повышенной раздробленностью земной коры, находящейся в условиях растяжения ("раскрытия"). Это находит объяснение в том, что формирование мощных осадочных бассейнов закономерно связано с деструкцией земной коры в первую очередь за счет конвекционного перемещения мантийного вещества и создания мантийного диапира, приводящих к горизонтальным раздвиговым движениям на первом рифтовом этапе, к уплотнению при остывании и фазовых превращениях — на втором плитном, что приводит к вертикальным опусканиям и появлению обширных депрессий, заполняемых осадками.

Важной особенностью этого процесса является то, что он протекает в условиях развития раскрывающихся нарушений. Изучение современных рифтовых зон в океане показало, что в их пределах широко распространены крупные трещины раскрытия — гьяры. К категории раскрывающихся нарушений следует относить и так называемые трансформные разломы, ориентированные поперечно к рифтовым структурам и выраженным в рельефе дна узкими и глубокими бороздами. Само формирование рифтовых прогибов происходит с образованием особого класса сбросов, названных листрическими (лопатовидными), приводящими к разрыву сплошности слоев.

На этапе формирования плитного чехла и образования синеклиз также имеет место возникновение раскрывающихся трещин и разрывов. Еще в конце 40-х годов В.А. Магницкий и Ю.А. Косыгин [1952] показали, что при крупных вертикальных погружениях накапливающиеся пласты из-за того, что земная поверхность является сферической, вначале, при приближении к "хорде", испытывают незначительное сжатие, а затем, при дальнейшем опускании, начинают подвергаться растягивающим усилиям в связи с увеличением длины дуги прогибания. Чем больше прогибание, тем интенсивнее разрыв слоев и больше амплитуда раздвигов в фундаменте и нижних частях осадочного чехла. Подсчеты показывают, что при ширине бассейна 100 км суммарная амплитуда раскрывающихся нарушений может достигать 20 км при глубине погружения 10 км. К аналогичным выводам пришли У. Файф с соавторами [1981].

Таким образом, чем больше мощность осадочного бассейна, тем интенсивнее его нижняя часть прорывается раскрывающимися нарушениями (раснарами). Этот вывод нашел подтверждение бурением Кольской сверхглубокой скважины, установившей зоны открытой трещиноватости на глубинах 4–11 км, по которым происходит циркуляция минерализованных вод. Об этом же свидетельствует хорошо известный факт наличия системы залеченных кварцем и кальцитом трещин, пронизывающих обычно вкост напластования мощные толщи осадочных пород, выведенных в настоящее время на дневную поверхность в складчатых горных поясах. Все эти раскрывающиеся трещины и нарушения являются путями движения поднимающихся газовой-жидких потоков из мантии, метаморфического слоя и нижних частей осадочной толщи.

В последние годы интенсивное изучение рифтовых зон Мирового океана (Красное море, Галапагосский рифт, Калифорнийский залив) привело к открытию мощных гидротермальных источников. Эти выходы имеют температуру до 350°C и состоят из воды, углекислого газа, сероводорода, метана, а также водорода, гелия, азота, гидроокислов и сульфидов металлов и ряда других компонентов.

Исследователи продуктов дегазации магмы континентальных рифтовых зон также отмечают значительное содержание в них воды, углекислоты и других компонентов. Отмечается, что в толеитовых базальтах количество воды составляет 0,5–1 вес.% [Бейли, 1981]. Большое количество газов и воды выделяется также при излиянии лав современных вулканов.

Наличие поднимающихся флюидных потоков установлено и Кольской сверхглубокой скважиной. Как отмечает Е.А. Козловский [1984], в циркулирующих водах содержатся углекислота, азот, гелий, водород, йод, бром, тяжелые металлы. Изучение изотопии CO_2 показало, что его образование связано как с осадочными породами, так и с мантийным веществом.

Об этом свидетельствует и изучение газовой-жидких включений в кварцевых и кальцитовых гидротермальных жилах, пронизывающих осадочные толщи. В этих включениях установлены вода, углекислые, метановые и сероводородные компоненты, имеющие как осадочное, так и ювенильное происхождение при температурах $300\text{--}150^{\circ}\text{C}$ [Зинчук и др., 1984].

Из сказанного необходимо сделать важный вывод, что нижние части осадочных бассейнов подвергаются воздействию мощных тепловых флю-

идных потоков, которые, во-первых, прогревают нефтематеринские толщи до температур 100–150 °С, создавая условия проявления главной фазы нефтеобразования, и, во-вторых, способствуют и извлечению зрелых углеводородов (УВ) из материнских толщ и перемещению их в пласты-коллекторы и далее — в ловушки.

Дело в том, что наиболее реальным механизмом протекания первичной миграции (эвакуации) УВ из нефтегазоматеринских толщ и последующей миграции является их растворение водноуглекислыми высоконагретыми флюидами. Подсчеты А.В. Кудельского и В.М. Бурака [1982] показали, что в 1 м³ газовой смеси, состоящей из 93% метана и 7% его гомологов, азота и углекислоты, при температуре 100 °С и давлении около 40 МПа растворяется 26–35 кг нефти. При увеличении давления до 70 МПа и температуры до 200 °С количество растворенной нефти увеличивается до 212 кг.

Таким образом, газово-жидкие восходящие потоки, как ювенильного происхождения, так и из метаморфических компонентов (“углеводородное дыхание”) и нижних очагов газообразования осадочных бассейнов, являются элементами теплопереноса и мощным средством извлечения “зрелых” УВ из нефтематеринских пород и перемещения их в коллекторские горизонты.

Характер прогрева флюидными потоками осадочной толщи зависит от режима существования раскрывающихся нарушений. Следует выделять два главных типа: режим перманентного, или длительного, существования обстановки раскрытия нарушений, сопровождающей непрерывное прогибание, и режим дискретный, или импульсный, когда раскрытие происходит толчками и чередуется с периодами сжатия и перерывами в осадконакоплении. В первом случае тепло поступает непрерывно и продолжительное время, во втором — влияние его будет ограниченным во времени и прерывистым. Естественно, что в первом случае реализация нефтематеринского потенциала более полная, поток генерируемых УВ более энергичный по сравнению со вторым.

Можно считать законом, что в любых тектонических типах осадочных бассейнов нефтегазоносность предопределяется именно тем этапом развития, когда соблюдается это триединое условие: погружение в обстановке растяжения земной коры, значительная скорость мощного осадконакопления и интенсивный прогрев. Тогда будут соблюдены ранее сформулированные особенности крупных нефтегазоносных бассейнов: большая скорость накопления отложений, высокий геотермический градиент и многокилометровая мощность разреза.

Каждый нефтегазоносный бассейн, независимо от тектонического типа, в своем развитии проходит через этап, удовлетворяющий отмеченным условиям энергичного нефтегазообразования. Однако конкретное проявление этого этапа предопределяется тектонической принадлежностью бассейна, уровнем и направленностью его развития. На платформах он связан, как правило, с активным прогибанием на рифтовой и синеклизной (активной) стадиях развития бассейнов, в геосинклиналиях — с миогеосинклиальной, межгорной и эпиорогенно-рифтовыми стадиями.

Его проявление в истории существования платформенных бассейнов может быть как достаточно ранним — сотни миллионов лет назад (Тун-

гусский и Иркутский бассейны Сибирской платформы), так и сравнительно поздним, кайнозойским (Западно-Сибирский бассейн или бассейн Мексиканского залива). В геосинклиально-складчатых и орогенных бассейнах основной нефтегенерационный этап имеет место в настоящее время или происходит в сравнительно недавнее время.

Нефтегазоносные бассейны, так или иначе связанные с рифтовыми прогибами, характеризуются преимущественно субаквальным осадочным разрезом и высокими значениями геотермического градиента. Это приводит к тому, что главная зона нефтеобразования (ГЗН) находится на сравнительно небольшой глубине — 1–3 км. Обычно вся площадь рифтового бассейна по существу отвечает площади очага нефтеобразования. Если же в бассейне рифтовая стадия прогибания сменилась следующей — плитной, то очагу генерации будут отвечать наиболее прогнутые части формирующейся над рифтом синеклизы.

Процесс рифтообразования и формирования более обширных впадин над рифтами сопровождается дроблением фундамента на блоки и появлением унаследованных, приразломных, горстовых, бескорневых инверсионных и других типов поднятий, а также зон выклинивания, рифтовых, соляно-купольных и другого типа. Все это создает благоприятные условия для появления самых разнообразных ловушек в пределах областей рифтогенеза или в непосредственной близости от них. Так, в рифтовых нефтегазоносных бассейнах типа Суэцкого, Рейнского, Кабейского, Реконкаво, Сирт ГЗН располагается в интервале глубин 1–2 км, очаг нефтегазообразования занимает всю площадь бассейна, залежи нефти формируются за счет вертикальной миграции над очагом или за счет ближней латеральной — в его пределах. Залежи обычно находятся в раздробленных нарушениями блоковых выступах и представляют собой полусводы, экранированные сбросами.

Бассейны синеклиз, а также сходных с ними краевых впадин отличаются большим разнообразием как геологических, так и нефтегазовых характеристик. Однако всех их объединяет наличие погребенных рифтовых зон, располагающихся под наиболее погруженными частями синеклиз. Именно к этим частям бассейнов на глубинах 2–4 км приурочены очаги нефтегазообразования, занимающие, как правило, центральные по отношению к бортам положения. Рифтовые зоны установлены как в сравнительно просто построенных бассейнах (Мичиганский и Иллинойский в США, Парижский во Франции), так и в сложных, охватывающих большие пространства (Западно-Сибирский, Печорский, Североморский и многие другие).

Зоны нефтегазоаккумуляции в простых синеклизных бассейнах располагаются в рифтовых зонах, в бассейнах сложного строения с мощным осадочным чехлом группируются или в горстовых выступах рифтовых зон, или в инверсионных валах над ними (например, Уренгой-Колтогорский в Западно-Сибирском бассейне), или в унаследованно развивающихся сводовых поднятиях, разделяющих рифтовые зоны (Сургутский свод). В Северноморском бассейне значительные скопления нефти располагаются над осевой системой рифтов, таких, как Викинг, Центральный и др. Геотермический градиент в них достигает 4 °С/100 м.

В целом же нефтегазоносные бассейны, прошедшие рифтовую стадию развития, характеризуются обычно заметной нефтегазоносностью.

Причем это касается не только таких бассейнов, как Западно-Сибирский или Североморский, но и сравнительно небольших по площади. Так, Суэцкий бассейн при размерах 300 × 15–45 км, имеет мощность осадочного чехла до 5 км. В нем открыто более 20 месторождений, добыча которых превышает 20 млн. т, а запасы ориентировочно оцениваются в 1 млрд. т. Основные продуктивные толщи относятся к миоцену, а дебиты скважин достигают 2 тыс. т/сут [Нефтегазоносность..., 1984].

Нефтегазоносные бассейны, в той или иной степени связанные с рифтовыми зонами, образуют две основные группы. Первая отвечает современным рифтам, вторая — ископаемым (палеорифтам и авлакогенам). Бассейны первой группы в зависимости от геотектонического положения могут подразделяться на внутриплатформенные (бассейны Суэцкого залива, Рейнский), окраинно-платформенные (Камбейский, Сирт, Баийя, Гипсленд) и внутрискладчатые (Лос-Анджелес, Вентура, Грейт-Велли, Венский, залива Кука). Все они представляют узкие и протяженные прогибы, выполненные преимущественно 3–5-километровой толщиной неогена, которая содержит скопления главным образом нефти. В особую группу следует выделить бассейны эпиплатформенных орогенов, как, например, Тянь-Шаня и Скалистых гор. В них различаются два этажа нефтегазоносности, связанные с отложениями рифтового и дорифтового этапов развития.

Нефтегазоносные бассейны, связанные с палеорифтовыми системами, приурочены преимущественно к внутренним и окраинным частям платформ. Однако при их группировании целесообразно исходить также из особенностей истории их дальнейшего существования. По этому признаку можно различать четыре категории: бассейны авлакогенов, надрифтовых синеклиз, надрифтовых краевых прогибов и бассейны предэпирифтовых орогенов.

Бассейны авлакогенов приурочены главным образом к древним платформам (Припятский, Днепровско-Донецкий, Амадиес). В их пределах нефтегазоносны отложения палеозоя. Как на древних, так и молодых платформах широко распространены бассейны надрифтово-синеклизные, т.е. такие, у которых рифтовая стадия развития сменилась синеклизной. Через рифтовый этап развития практически прошли все бассейны, выраженные в современной структуре синеклизами. На древних платформах это такие бассейны, как Мичиганский, Иллинойский, Чад, Среднерусский, на молодых — Англо-Парижский, Североморский, Западно-Сибирский. Продуктивность бассейнов связана как с палеозойскими, так и мезозойскими отложениями.

Значительную роль в формировании нефтеносности бассейнов краевых прогибов играют ископаемые рифты, пересекающие их платформенные борты. Если краевые прогибы имеют орогенное замыкание, то обычно и над рифтовыми зонами прогибания создаются инверсионные (бескорневые) валы. Примером могут служить Хапчагайский вал Лено-Виллюйского бассейна, Оленекский — Анабаро-Ленского, Ейско-Березанский вал Азово-Кубанского, система линейных надрифтовых поднятий (Чернова, Сорокина, Колвинский, Шапкино-Юряхинский, Печоро-Кожвинский) Тимано-Печорского бассейна. Примером бассейна краевого прогиба, не имеющего горного обрамления, может служить Ливийско-Египетский,

основная нефтеносность которого приурочена к палеорифтовому прогибу Сирт. В бассейнах последней группы нефтеносны в основном отложения мезозоя и палеогена.

Бассейны предэпирифтовых орогенов связаны с асимметричными прогибами, прижатыми к невысоким горным сооружениям, возникшим на осевых частях палеорифтовых зон. Примером является Южно-Мангышлакский бассейн, генетически связанный с развитием Мангышлакской рифтовой системы, Западный Внутренний и Пермский бассейны, разграниченные зоной поднятия Уичито-Амарилло и бассейны Денвер и Паудер-Ривер, сопряженные со Скалистыми горами.

С развитием рифтовых бассейнов следует связывать и соляно-купольный диапиризм, широко развитый в их пределах. Решающим фактором роста куполов считалось давление надсолевых толщ, приводившее к "всплыванию" (выдавливанию) пластичной и более легкой по сравнению с покрывающими породами соли. Однако в настоящее время эти представления в связи с распространением теории мобилизма требуют определенной модернизации.

Соляно-купольный диапиризм имеет достаточно четкую тектоническую приуроченность: он тяготеет к областям интенсивного прогибания и мощного осадконакопления преимущественно в периферических частях континентов, захваченных процессами рифтогенеза. Такими регионами являются бассейны Североморский, Мексиканского залива, Северо-Каспийский, Гвинейского залива и др. Интенсивное прогибание как следствие рифтогенеза сопровождается созданием обстановок растяжения, являющихся путями миграции каменной соли вверх.

Рост соляных куполов происходит не только в связи с давлением выше лежащих толщ, но при обязательном условии существования обстановок раздвижения, имеющих место как на стадии рифтогенеза, так и на сменяющей ее стадии формирования синеклизы впадин. Возникновение раздвиговых нарушений в надсоленосной толще провоцирует миграцию соли вверх и образование соляных "подушек", штоков и валов. Причем кровля движущихся вверх соляных диапиров будет иметь конусовидную форму. Грибовидную форму соляные купола будут приобретать в том случае, если соль достигает поверхности. Тогда в силу своей пластичности она начнет расплзаться в стороны и образовывать нависающие карнизы.

Движение соляных штоков в верхней части осадочного разреза осуществляется синхронно с импульсами горизонтального раздвижения блоков земной коры. Если во времени имеет место перемещение зон раздвижения в пределах единого седиментационного бассейна, то рост соляных куполов, а следовательно, и их возраст в различных частях бассейнов будет различным.

Так как соляно-купольный диапиризм сингенетичен мощному осадконакоплению, то в пределах отдельных крупных осадочных бассейнов имеет место совпадение времени формирования очагов генерации УВ и зон нефтегазонакопления соляно-купольного типа. Именно этим объясняется высокая нефтегазоносность всех соляно-купольных регионов.

Бассейны геосинклинально-складчатых поясов характеризуются обычно ограниченной длительностью существования и быстрым вступлением в главный нефтегенерационный этап развития. В связи с этим бассейны

следует подразделять на три группы: первичные, фантомные и вторичные. Первичные, или геосинклинальные, нефтегазоносные бассейны отвечают осадочным бассейнам современных переходных от континентов к океану областей. Они располагаются в пределах островных дуг и котловин окраинных морей. Эти элементы иногда рассматриваются как составные части активных тихоокеанских окраин [Хаин, Соколов, 1984]. Бассейны активных окраин сложены молодыми кайнозойскими отложениями, среди которых заметную долю составляют толщи диатомовых сланцев. Генерация нефти стимулируется наличием высоких тепловых потоков в висячих крыльях зон Беньофа. Кроме того, в основании крупных бассейнов, находящихся в тылу островных дуг, устанавливаются рифтовые зоны и краевые прогибы с максимальными мощностями разреза до 8–10 км, сложенные в значительной степени дельтовыми отложениями с рифогенными образованиями.

Изучение бассейнов переходных зон показало, что количественно и качественно их нефтегазоносность находится в прямой зависимости от зрелости (мощности) отложений. Наибольшие запасы приурочены к бассейнам Индо-Пацифики, формирование разреза которых началось в палеогене и раннем неогене.

К категории фантомных бассейнов относятся современные орогенно-складчатые области, развившиеся из миогеосинклинальных прогибов, представлявших собой некогда крупные нефтегазоносные бассейны. Нефтематеринские толщи этих бассейнов способствовали созданию нефтегазовых месторождений, обычно приуроченных к зонам передовых складок и к покровно-надвиговым структурам в периферических частях орогенов. Типичным фантомным бассейном являются Восточные Карпаты, во внутренней и внешней зонах которых располагаются залежи нефти и газа в ловушках покровно-надвигового типа. Такого же типа бассейны широко развиты в поясе надвигов североамериканских Скалистых гор [Соколов, Хаин, 1982].

Группа вторичных геосинклинально-складчатых бассейнов отвечает межгорным и внутригорным прогибам и рифтам, сформировавшимся после складко- и горообразования. Они связаны в первую очередь с поясами альпийской и тихоокеанской складчатости, имеют мел-кайнозойский осадочный разрез и разнообразные типы ловушек, в том числе антиклинальные рифовые, диапировые и др. Примером межгорного бассейна может служить Маракайбский, в котором продуктивны отложения верхнего мела, палеоцена, олигоцена и миоцена. К категории эпиорогенных рифтов можно отнести Лос-Анджелес и другие бассейны Калифорнии, сложенные толщей (10 км) палеогена и неогена. В этих бассейнах наиболее нефтеносны кремнистые аргиллиты миоцена (свита Монтерей).

На сочленении платформ и геосинклинально-складчатых областей располагаются окраинно-платформенные бассейны. Эти бассейны в своем развитии проходят три основных этапа: перикратонного погружения, передового прогиба и наложенной синеклизы. Примером бассейнов, находящихся на этапе перикратонного погружения, может служить бассейн Мексиканского залива. В нем имеет место сочетание всех факторов нефтеобразования (многокилометровая толща осадочных пород, рифтовые прогибы, дельтовые выносы) и нефтенакпления (соляно-купольная,

горстовая и рифтовая тектоника). Бассейны передовых прогибов опоясывают все горно-складчатые сооружения и отличаются повышенной нефтегазоносностью. К этой категории относится самый крупный по ресурсам бассейн Персидского залива.

Бассейны наложенных синеклиз отвечают завершающему этапу развития зон сочленения платформ и геосинклинальных областей прогибания. Типичным примером может служить Прикаспийский бассейн, сформировавшийся над зоной сочленения древней Восточно-Европейской платформы и герцинской складчатой области Урала. Нефтегазоносность бассейна связана с верхнепалеозойскими подсолевыми образованиями и с надсолевым мезозойским комплексом.

Таким образом, при оценке нефтегазоносности осадочных бассейнов различного тектонического положения необходимо в истории его развития выявить период, отвечающий главному нефтегазогенерационному этапу.

Л и т е р а т у р а

Бейли Д.К. Континентальный рифтогенез и дегазация мантии. — В кн.: Континентальные рифты. М.: Мир, 1981, с. 20–30.

Зинчук И.Н., Калюжный В.А., Ширца А.С. Флюидный режим геотермального минералообразования Центрального Донбасса. Киев: Наук. думка, 1984. 102 с.

Козловский Е.А. Кольская сверхглубокая скважина. — В мире науки, 1984, № 3, с. 38–49.

Косыгин Ю.А. Основы тектоники нефтегазоносных областей. М.; Л.: Гос-топтехиздат, 1952. 510 с.

Кудельский А.В., Бурак В.М. Газовый режим Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1982. 173 с.

Нефтегазоносность Мирового океана/ Под ред. В.А. Левченко. М.: СЭВ, 1984. 279 с.

Соколов Б.А. Эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов. М.: Наука, 1980. 283 с.

Соколов Б.А., Хаин В.Е. Нефтегазоносность надвиговых окраин складчатых горных сооружений. — Сов. геология, 1982, № 12, с. 53–58.

Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.

Хаин В.Е., Соколов Б.А. Окраины континентов — главные нефтегазоносные зоны Земли. — Сов. геология, 1984, № 7, с. 49–60.

Л.А. ПОЛЬСТЕР, Ю.А. ВИСКОВСКИЙ, П.И. САДЬКОВА,
Ю.Ф. ШЕРЕМЕТЬЕВ, Л.Г. ШУСТОВА

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ И РЕАЛИЗАЦИЯ ПРОЦЕССА НЕФТЕОБРАЗОВАНИЯ

Основными факторами процесса генерации углеводородов (УВ), сопряженного с прогрессирующим катагенезом органического вещества (ОВ) материнских пород, являются температура и темп ее прироста. Температура (средний геотермический градиент) зависит от мощности осадочного чехла, темп прироста температуры конкретных пород — от скорости тектонического прогибания и осадконакопления. Отсюда характер эволюции нефтеобразования во многом определяется такими геологическими факторами, как направленность и интенсивность тектонических движений [Историко-генетический..., 1984].

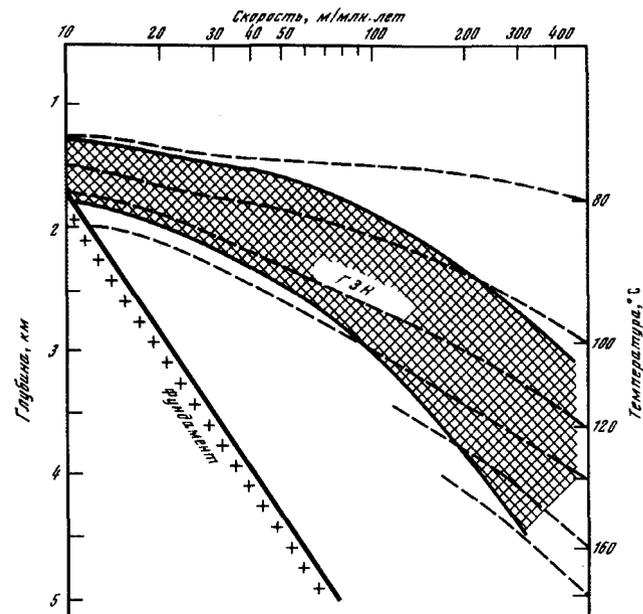
В процессе нефтеобразования обычно выделяются три этапа: начальный, соответствующий позднему протокатагенезу (ПК₃), главный, или главная фаза нефтеобразования (МК₁—МК₃), и заключительный (МК₄—МК₅). Такое разделение этапов по отношению к грациям катагенеза исходного ОВ отражает некоторые средние условия. Оно несколько изменяется в зависимости от фациально-генетического типа ОВ и вещественного состава нефтематеринских свит.

Процесс нефтеобразования для конкретных нефтематеринских свит завершается тогда, когда породы проходят все этапы генерации жидких УВ. Он может быть различным по протяженности, протекать при разной глубине погружения нефтематеринских пород. Непостоянны и температурные границы. Процесс может быть незавершенным, оборванным на каком-либо этапе.

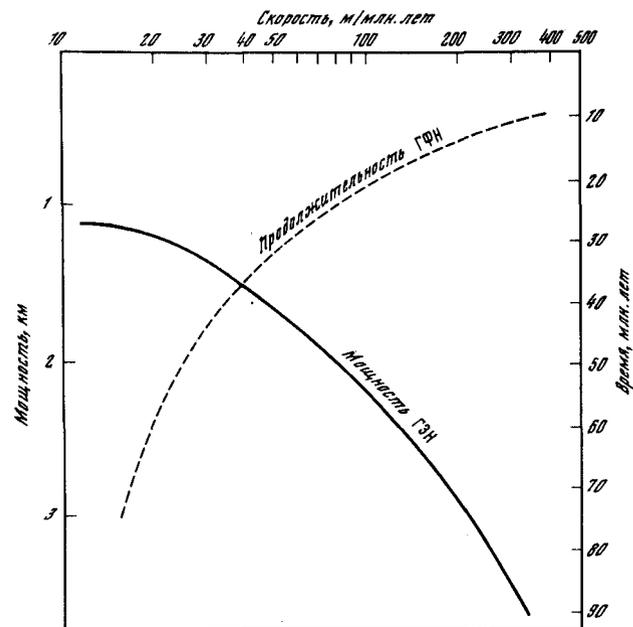
В режиме господства нисходящих движений, когда осадконакопление протекает без существенных перерывов, глубинно-температурная позиция зон, отвечающих отдельным этапам нефтеобразования, в частности позиция главной зоны нефтеобразования (ГЗН), зависит в основном от скорости погружения нефтематеринских свит. Наибольшими скоростями (более 200 м/млн. лет) чаще всего характеризуется кайнозойское осадконакопление в передовых прогибах и межгорных впадинах при общей мощности осадочного чехла более 10 км. Средние скорости (20–50 м/млн. лет) наблюдаются для мезозоя молодых платформ, где глубина залегания основания составляет 4–7 км. Малые скорости осадконакопления (менее 20 м/млн. лет) обычно свойственны палеозою древних платформ при мощности осадочного чехла 2–4 км.

Анализ изменения условий нефтеобразования, проведенный по многим регионам унаследованного прогибания на фоне динамики погружения пород, позволил вывести общую закономерность (рис. 1). Она заключается в том, что с увеличением скорости погружения нефтематеринских свит ГЗН уходит на большую глубину, в область более высоких температур. На графике (рис. 2) показано, что по мере увеличения скорости ГЗН охватывает все больший интервал осадочного разреза, а протяженность во времени главной фазы нефтеобразования (ГФН), наоборот, сокращается.

Глубинно-температурные условия нефтеобразования в каждом конк-



Р и с. 1. Изменение глубинно-температурного положения ГЗН в зависимости от скорости погружения пород



Р и с. 2. Продолжительность ГФН и мощность ГЗН в зависимости от скорости погружения пород

ретном случае лучше всего иллюстрируют графики прогибания (модели прогрева, по Б.А. Соколову). На наших графиках палеоизотермы проводятся на основе выявленных закономерностей изменения температуры. Градации катагенеза для прошедших геологических эпох определяются расчетным методом суммарного импульса тепла [Лопатин, 1983]. Этот метод модернизирован нами с учетом оптимального времени пребывания пород в отдельных температурных интервалах. Контролем при определении максимально достигнутого уровня катагенеза являются углепетрографические данные. Принимается, что с прекращением осадконакопления начинается выстуживание недр, температура одних и тех же пород снижается, а процессы катагенеза и генерации УВ затухают. Соответственно зоны нефтеобразования становятся реликтовыми.

Приведем для примера график прогибания по Надымской площади, расположенной на севере Западно-Сибирского бассейна, где мезозойское осадконакопление характеризуется умеренными скоростями (рис. 3). Погружение баженовской нефтематеринской свиты в раннемеловую эпоху шло со скоростью 70 м/млн. лет. К концу эпохи породы достигли уровня катагенеза МК₁ и, таким образом, вступили в ГФН. В позднемеловое время генерация нефти продолжалась при более медленном погружении (15–20 м/млн. лет). В конце эоцена породы на глубине 3,4 км достигли условий конца МК₄ — начала МК₅. В олигоцен-неогеновое время заметного прогибания не происходило, а в четвертичный период даже имели место инверсионные восходящие движения. В результате прекратился прирост температуры, что вызвало затухание процесса нефтеобразования. В данном случае ГФН продолжалась 40 млн. лет при температуре 100–130°C, а весь процесс полностью не завершился из-за крайне незначительного кайнозойского осадконакопления. Однако породы реализовали основной нефтегенерационный потенциал, что определяет возможность нахождения в северных районах бассейна залежей нефти, генетически связанных с баженовской свитой. Аналогичные условия наблюдаются для мезозойских отложений платформенных областей Азово-Кубанского, Нижнеиндского, Афгано-Таджикского бассейнов, восточной части Мизийской плиты (Северная Болгария).

При скорости погружения нефтематеринских свит менее 20 м/млн. лет нефтеобразование протекает очень медленно, вяло и нередко затухает в начале—середине ГФН. Так, в ряде районов Балтийской синеклизы нижнесилурийские граптолитовые сланцы при их погружении на глубину 1,5 км по истечении 60–70 млн. лет (в начале позднего девона) достигли градаций катагенеза МК₁ и остались на этом уровне, так как с начала карбона прогибание практически прекратилось. Породы редкинской свиты в Московской синеклизе прошли ГФН за 110–120 млн. лет при их погружении на глубину 1–3 км и повышении температуры от 80 до 110°C. В пределах Татарского свода породы верхнего девона достигли условий ГЗН в середине ранней перми на глубине 1,5 км, где палеотемпература составляла 80°C. До конца перми уровень катагенеза не превысил МК₁ (глубина 1700–1800 м, максимальная палеотемпература 100°C, современная 35–40°C).

Незавершенностью ГФН и прекращением нефтеобразования в отдаленные геологические эпохи, видимо, объясняется отсутствие сколько-нибудь значительных скоплений нефти в подобных условиях.

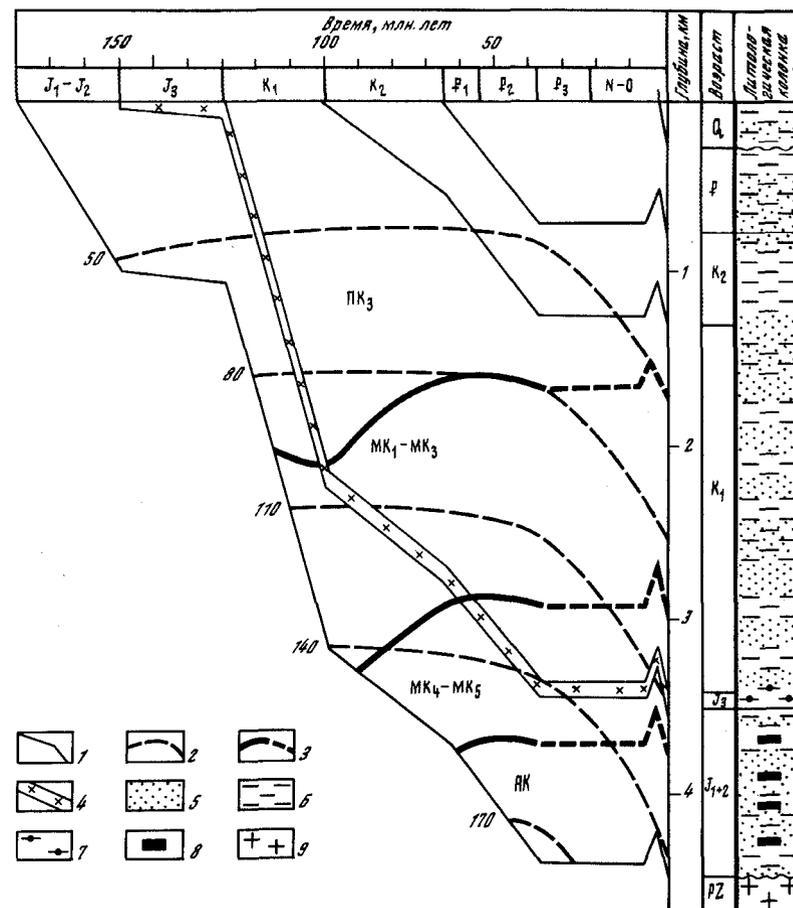


Рис. 3. График прогибания по Надымской площади (Западно-Сибирский бассейн)
1, 2 — линии: 1 — палеоглубин залегания отложений, 2 — равных температур, °С;
3 — границы зон генерации УВ (пунктир — границы реликтовых зон); 4 — нефтематеринская свита; 5–9 — породы: 5 — песчаники и алевролиты, 6 — глины, 7 — высокобитуминозные породы, 8 — угли, 9 — породы складчатого основания

Противоположная картина наблюдается в регионах с интенсивным кайнозойским осадконакоплением. Так, на площади Хангули в восточной части Южно-Каспийского бассейна при скорости 200 м/млн. лет граница ПК₃–МК₁, по данным отражательной способности витринита, находится на глубине 2400 м (средний плиоцен).

В Предкарпатском прогибе скорость кайнозойского осадконакопления в отдельные отрезки времени достигала 1000 м/млн. лет. Менилитовая нефтематеринская свита, залегающая в основании олигоцена, учитывая небольшие перерывы, погружалась со средней скоростью 300 м/млн. лет. За 20 млн. лет она прошла все этапы нефтеобразования в температурном интервале 110–195°C на очень больших глубинах (4,5–8 км). Толща пород от эоцена до сармата включительно мощностью 3,5 км находится

ныне в условиях ГЗН. В кайнозойском разрезе бассейна Галф-Кост с еще большей скоростью осадконакопления ГЗН занимает интервал 5–9 км. Возможность нахождения автохтонных скоплений нефти на глубинах более 5 км при температуре 150–200°С вполне вероятно при благоприятных условиях сохранности залежей.

По-иному реализуется процесс нефтеобразования при наличии двух или нескольких этапов интенсивного прогибания, разделенных длительным перерывом в осадконакоплении и (или) кратковременными высокоамплитудными восходящими движениями. Нефтеобразование в этих случаях носит прерывистый характер. Подобная ситуация наблюдается в центральных районах Североморской впадины Центрально-Европейского бассейна. Интенсивное прогибание здесь происходило в пермо-триасовое и кайнозойское время. Эти два этапа разделены юрско-меловым перерывом в осадконакоплении и предпозднемеловым подъемом территории амплитудой около 900 м, сопровождавшимся разрывом значительной части накопившихся ранее отложений и выстуживанием недр. Нефтеобразование в верхнепермских материнских отложениях началось в триасе, когда породы последовательно прошли уровни катагенеза от ПК до МК₁. В конце триаса генерация нефти прекратилась. Процесс возобновился только в середине палеогена, когда на новом этапе погружения уровень катагенеза ОВ превысил уровень, достигнутый этими же породами на первом этапе прогибания (МК₁). К концу кайнозойского этапа прогибания нефтематеринские породы перми достигли условий апокатагенеза. В данном случае процесс нефтеобразования, начавшись в триасе, был прерван в юрско-меловое время, возобновился в палеогене, оказался разорванным во времени, но на втором этапе реализовался полностью. Открытые в верхнепермских отложениях залежи нефти следует считать автохтонными.

Таким образом, условия и полнота реализации процесса нефтеобразования диктуются такими особенностями геологического развития, как направленность и интенсивность тектонических движений, длительность прогибания и перерывов в осадконакоплении. Все это определяет скорость и время погружения нефтематеринских пород, продолжительность ГФН, непрерывность либо прерывистость, а также степень завершенности всего процесса нефтеобразования.

Л и т е р а т у р а

Историко-генетический метод оценки перспектив нефтегазоносности/ Л.А. Польстер, Ю.А. Висковский, В.А. Няколенко и др. М.: Недра, 1984. 200 с.

Донатин Н.В. Образование горючих ископаемых. М.: Недра, 1983. 192 с.

УДК 553.98.061:3

С.П. МАКСИМОВ, А.Н. ЗОЛотов, М.И. ЛОДЖЕВСКАЯ

УСЛОВИЯ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНАХ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ТИПОВ

При обосновании перспектив нефтегазоносности больших глубин особое значение приобретает изучение условий нефтегазообразования, позволяющее прогнозировать нижний предел промышленной нефтегазоносности, фазовое состояние углеводородов (УВ) и их качественный и количественный состав.

Наиболее интересными с точки зрения сегодняшних открытий и дальнейших перспектив нефтегазоносности на больших глубинах являются пять нефтегазоносных бассейнов СССР, характеризующихся различным геотектоническим строением и историей геологического развития.

Днепровско-Донецкий грабен Днепровско-Припятской провинции и Печоро-Колвинский авлакоген Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции представляют собой глубокие депрессии, характеризующиеся переходным типом земной коры. Причиной образования таких структур послужило, возможно, развитие горизонтальных смещений блоков земной коры в сочетании с субмеридиональным сжатием в соседней геосинклинали и образованием надвиговых структур. К последним относится Вуктыльский надвиг, который по геофизическим данным прослеживается на юг еще не менее 80 км; вдоль него возможно открытие месторождений нефти и газа в крупных структурах аллохтона и автохтона. Нарушения надвигового характера прослежены также на Андроновской площади (предуральская часть Тимано-Печорского бассейна), амплитуда смещения по вертикали 700–1400 м. При этом признаки нефтегазоносности отмечались в нижнепермско-каменноугольных и фаменских отложениях.

В Прикаспийской впадине прослежено отсутствие или утонение "гранитного" слоя. Природа образования этой крупнейшей депрессии пока не ясна: одни исследователи считают ее наиболее прогнутой частью Восточно-Европейской платформы с кристаллическим фундаментом архейского возраста и с максимальным прогибанием в пермско-мезозойское время. Другие предполагают неоднородность в строении фундамента; третьи рассматривают Прикаспийскую впадину как реликтовую океаническую структуру с некомпенсированным прогибанием, заложившуюся в раннепермское время [Дикенштейн и др., 1982]. В бортовой части впадины, в зоне сочленения Астраханского свода с кряжем Карпинского, в пределах Краснохудукского вала вскрыты поднадвиговые платформенные карбонатные отложения московского яруса среднего карбона, перспективы нефтегазоносности которых пока не ясны.

Северо-Кавказский нефтегазоносный регион представляет собой систему краевых прогибов и платформенных структур Скифской эпигерцинской плиты, сформировавшейся в течение альпийского тектогенеза. Природа образования системы прогибов не имеет однозначной интерпретации. Изучение изменения структурных соотношений между кайнозойскими и мезозойскими комплексами в зоне сочленения Горного Крыма и Боль-

шого Кавказа показало, что не исключен механизм горизонтального перекрытия кайнозойского выполнения мезозойскими (меловыми) отложениями, т.е. проявление покровной тектоники, например, в полосе северного борта Индоло-Кубанского прогиба [Григорьянц и др., 1981].

Южно-Каспийская нефтегазоносная провинция относится к типу межгорных впадин на срединном массиве альпийского тектоногенеза, характерной особенностью которой является океанический тип земной коры. Южно-Каспийская впадина относится также к типу внутриматериковых [Лебедев, 1978].

Несмотря на различие в тектонической принадлежности рассмотренных регионов, их объединяют черты сходства: глубинное строение, интенсивность прогибания — мощности осадочного чехла достигают 25 км (Южно-Каспийская впадина), 22 км (Прикаспийская впадина), 20 км (Днепровско-Донецкая впадина и система прогибов Северо-Кавказского региона) и 16 км (Тимано-Печорский бассейн). Объем осадочного выполнения на глубинах, превышающих 4 км, в рассматриваемых регионах очень велик и составляет соответственно 65, 52, 56, 42 и 38% от общего объема осадочных пород, что является надежной предпосылкой для обоснования перспектив нефтегазоносности этих регионов. Для рассматриваемых нефтегазоносных бассейнов характерен один или несколько этапов интенсивного прогибания со следующими максимальными скоростями осадконакопления: для Южно-Каспийской впадины — 800 м/млн. лет, плейстоцен-четвертичное время; для Прикаспийской — 200, пермское время; для Днепровско-Донецкой впадины — 180 и 100, девонское и каменноугольное время и для Тимано-Печорского бассейна — 180 и 100 м/млн. лет, ордовик-силур-девонское и пермское время.

Образующиеся в периоды максимального прогибания осадочные и вулканогенно-осадочные образования выполняют значительную часть глубоких прогибов, имеют разнообразную литолого-фациальную характеристику и во многом определяют специфику условий образования нефти и газа на больших глубинах [Максимов и др., 1985]. Они могут либо принимать участие в процессах нефтегазообразования, либо оказывать влияние на характер нефтегазоносности интервала глубин 4–6,5 км. В бассейнах древних платформ такие отложения образуются на начальном этапе формирования структур. Они представлены терригенно-соленосными и карбонатными осадочными и вулканогенно-осадочными формациями (девон Днепровско-Донецкой впадины, возможно, ордовик Тимано-Печорского бассейна и рифей Прикаспийской впадины). Перспективы нефтегазоносности этого комплекса пока не ясны из-за больших глубин их залегания и слабой изученности. Установление промышленной нефтегазоносности карбонатно-соленосных отложений венда на Сибирской платформе, а также получение притоков УВ из рифейских отложений Восточно-Европейской платформы повышают перспективы нефтегазоносности подобных комплексов.

Особое значение приобретает переходный комплекс в формировании температурного режима в интервале глубин 4–7 км. Высокие скорости накопления таких пород (свыше 150 м/млн. лет) создают условия, при которых по аналогии с современными глубоководными впадинами происходит стационарного теплового потока в вышележащие толщи ослаб-

лено. Следствием этого является пониженный температурный режим. Это явление отчетливо прослежено в Южно-Каспийской впадине, которая, являясь областью альпийского тектоногенеза, должна была характеризоваться высоким температурным режимом. Однако температура здесь на глубине 6 км всего 90°С. Пониженным тепловым режимом характеризуются также центральные части Днепровско-Донецкой впадины, Печоро-Колвинского авлакогена и Предуральский прогиб, относящиеся к регионам с повышенной тектонической деятельностью. В Тимано-Печорском нефтегазоносном бассейне, в Косью-Роговской впадине Предуральского прогиба, температура на глубине 5800 м составила 107°С.

Существенное влияние на характер распределения температур оказали соленосные отложения, отличающиеся высокими теплопроводящими свойствами. Особенно отчетливо это можно проследить на примере Днепровско-Донецкой впадины, где температура на глубине 6100 м в районе Распашновского купола составляет 81°С [Восанчук и др., 1982]. Примером, где соленосные отложения больших мощностей оказывают существенное влияние на характер температурного режима глубоких недр, является Прикаспийская впадина. В районе развития соляных куполов температура на глубине 6 км составляет 112°С, между тем как в межкупольной зоне на глубине 5 км она достигает 125°С [Навроцкий и др., 1982].

Из рассмотренных нефтегазоносных бассейнов только прогибы Северного Кавказа отличаются повышенным геотермическим режимом, что, возможно, связано не столько с тем, что эти районы относятся к областям альпийского тектоногенеза, сколько со спецификой их развития. Высокие температуры (160°С на глубине 5200 м) можно объяснить тем, что скорости прогибания здесь не достигли предельных (150 м/млн. лет). Это обусловило значительное влияние стационарного теплового потока [Сухарев и др., 1984], который в Терско-Каспийском прогибе составил 1,6–2,02 кал/см · с². В остальных рассмотренных нами нефтегазоносных регионах тепловые потоки имеют следующие величины: в Тимано-Печорском — 1,25, в Днепровско-Донецкой впадине — 0,8–1,3, в Прикаспийском — 1,29 и в Южно-Каспийском — 0,79–2,16 кал/см · с².

Для некоторых бассейнов, характеризующихся представительностью фактического материала (Днепровско-Донецкая впадина), можно проследить четкую корреляционную связь между величинами пониженных температур и зонами аномально высоких пластовых давлений (АВПД), которые приобретают широкое распространение начиная с глубин более 3 км в бассейнах древних платформ и 2 км в молодых прогибах с мезозойско-кайнозойским осадочным заполнением. Градиенты увеличения давлений колеблются в широких пределах: от 2,1–2 в Южно-Каспийском и Прикаспийском бассейнах до 1,5 в Тимано-Печорском. До недавнего времени считалось, что наличие АВПД свидетельствует о неуравновешенности пластовой системы, которая характерна лишь для молодых, не закончивших своего формирования бассейнов. Данные глубокого бурения по нефтегазоносным бассейнам древних платформ опровергли это представление: в интервале глубин 5–7 км в Днепровско-Донецкой впадине Прикаспийском и Тимано-Печорском (Коротаихинская, Хорейвер-Мореюсская впадины) бассейнах зафиксированы АВПД. Предлагаются различные механизмы формирования АВПД, при этом главными источниками их формиро-

вания считаются неотектонический и гравитационный факторы. Для молодых бассейнов в образовании АВПД участвуют оба этих фактора. Следствием этих процессов является широкое распространение на больших глубинах вод с пониженной минерализацией и специфическим солевым составом (гидрогеологической инверсия). Доказательством существования на больших глубинах напряженных зон, возможно за счет гравитационного фактора, является грязевой вулканизм (Южно-Каспийская впадина). В Прикаспийском, Днепровско-Донецком и Тимано-Печорском регионах АВПД, возможно, создавались за счет регионального распространения нижнепермского флюидоупора.

Таким образом, недра глубоких впадин характеризуются специфическим термобарическим режимом, что неизбежно отражается на интенсивности процессов генерации как жидких, так и газообразных УВ. Низкие значения температур на достаточно больших глубинах, широкое распространение АВПД, высокие скорости осадкообразования привели к тому, что катагенетические изменения рассеянного органического вещества (РОВ) и пород происходили замедленно в значительном глубинном интервале. Градации катагенеза на глубинах 6 км в Южно-Каспийском и Прикаспийском бассейнах соответствуют МК₂ — МК₄, в Днепровско-Донецкой впадине — МК₂ — МК₅. Наличие АВПД в сочетании с быстрым погружением пород, обогащенных РОВ, консервирует их генерационную способность, в результате чего зона интенсивного образования УВ нефтяного ряда смещается на большие глубины.

Широкое распространение на больших глубинах АВПД свидетельствует о хорошей закрытости недр. Следовательно, для этой части разреза обмен системы УВ—РОВ с окружающей средой затруднен. Большая часть жидких и газообразных УВ пиролиза при этом так и остается под флюидоупорами. Жидкие УВ в газовом растворе могут мигрировать по латерали, формируя нефтяные, газоконденсатные с высоким выходом конденсата и газовые скопления. Возможность миграции УВ преимущественно в газообразном состоянии в вышележащие отложения за счет вертикальных перетоков возникает лишь при превышении давления прорыва над удерживающим давлением, что, в свою очередь, должно сопровождаться снижением пластового давления до нормального гидростатического.

О смещении зоны интенсивной генерации жидких УВ в более глубокие части осадочного чехла свидетельствует изменение с глубиной некоторых геохимических показателей (коэффициента битуминизации — β и суммарного выхода УВ в битумоиде, в %). Привычного затухания процессов генерации УВ, зафиксированного на глубинах 3—4 км в неглубоких прогибах и региональных поднятиях с маломощным осадочным чехлом не прослеживается в глубоких впадинах даже на глубинах около 6 км. В некоторых бассейнах, например в Прикаспийской впадине, намечается увеличение коэффициента битуминизации от 4 на глубине 2 км до 15 на глубине 5,2 км. Суммарный выход УВ возрастает от 20 до 60% [Золотов и др., 1984]. В остальных регионах, характеризующихся недостаточной изученностью больших глубин, значения соответствующих геохимических показателей отличаются большим разбросом точек, и какая-либо закономерность в их изменении с глубиной не прослеживается.

На рассмотренном нами материале по изменению температур, пластовых

давлений и некоторых геохимических показателей в нефтегазоносных бассейнах с осадочным заполнением широкого стратиграфического диапазона (от неогена до синура) проследить влияние фактора геологического времени не удалось. При достижении системой горная порода — РОВ — УВ стационарного состояния, а оно возникает, возможно, в первые десятки миллионов лет, время не влияет на степень преобразованности РОВ.

Существование в интервале глубин 4—6 км газоконденсатных, газонефтяных, нефтегазоконденсатных и нефтяных скоплений как в молодых (месторождения Правобережное, Андреевское, Булла-море), так и в древних бассейнах (Карачаганакское, Тенгизское, Кенкиякское, Карайкозовское, Сахалинское) свидетельствует об отсутствии четкой корреляционной связи между длительностью воздействия температур и фазовым состоянием УВ в отложениях различных стратиграфических уровней.

Все эти данные свидетельствуют о возможности существования нефтяной фазы до глубин 7 км и более не только в молодых, но и в древних бассейнах с ослабленным катагенезом. Газовые скопления вследствие их высокой термостабильности могут существовать и на глубинах более 10—15 км.

Литература

- Восанчук С.С., Григорчук К.Г., Старицкий В.А. Современное тепловое поле и катагенетическая зональность отложений карбона ДДВ. — Геология нефти и газа, 1982, № 5, с. 36—41.
- Григорьянц Б.В., Гусейн-Заде И.Г., Мустафаев М.Г. Структурные соотношения между мезозойским и кайнозойским комплексами отложений в зоне сочленения Горного Крыма и Большого Кавказа. — Геотектоника, 1981, № 5, с. 71—83.
- Дикенштейн Г.Х., Максимов С.П., Иванова Т.Д. Тектоника нефтегазоносных провинций и областей СССР. М.: Недра, 1982. 222 с.
- Золотов А.Н., Лоджевская М.И., Симаков С.Н. и др. Перспективы нефтегазоносности глубоких горизонтов по данным сверхглубокого бурения последних лет. — В кн.: Месторождения нефти и газа: МГК. Секция 13. Доклады. М.: Наука, 1984, т. 13, с. 127—135.
- Лебедев Л.И. Строение и нефтегазоносность современных гетерогенных депрессий. М.: Наука, 1978. 110 с.
- Максимов С.П., Золотов А.Н., Лоджевская М.И. Тектонические условия размещения залежей нефти и газа на древних платформах. — В кн.: Глобальные тектонические закономерности нефтегазоаккумуляции. М.: Наука, 1985, с. 45—56.
- Навроцкий О.К., Былинкин Г.П., Орешкин И.В. и др. Прогноз палеотемператур и степени катагенетической преобразованности органического вещества подсолевых отложений Прикаспийской впадины. — Геология нефти и газа, 1982, № 4, с. 28—32.
- Сухарев Г.М., Власова С.П., Зубкова С.Л. Прогнозы температур на больших глубинах Центрального и Северо-Восточного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 6, с. 116—125.

И.С. СТАРОБИНЕЦ

**ОБРАЗОВАНИЕ ТИПОВ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ФЛЮИДОВ
В ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ
С РАЗЛИЧНЫМИ ТЕКТОНИЧЕСКИМИ УСЛОВИЯМИ**

Влияние тектонических условий на формирование типов нефтей, газоконденсатов и газов весьма ярко прослеживается как в глобальном масштабе (при сравнении нефтей бассейнов, приуроченных к крупным структурным элементам земной коры), так и в региональном (в пределах нефтегазоносных бассейнов). Этот вопрос применительно к отдельным флюидам в определенной мере освещен в литературе [Старобинец, 1968; Багиров и др., 1976], однако поведение углеводородных систем в различных тектонических условиях остается слабоизученным.

Нефти геосинклинальных областей, характеризующихся развитием альпийской складчатости (Южно-Каспийский, Сахалинский, Калифорнийский, Венесуэльский регионы и др.), отличаются следующими общими показателями (табл. 1): большим спектром типов по составу углеводородной части — от метановых до высокоциклических нафтеновых низкоалкановых, наибольшим различием между крайними типами нефтей, частым территориальным разделением типов нефтей региональными нарушениями большой амплитуды, наибольшими запасами нефтей нафтенового типа.

Газоконденсаты связаны, как правило, с газовыми шапками нефтяных залежей. По составу они относятся к тому же типу, что и нефти залежей (оторочек), например метановый тип газоконденсата месторождения Западный Челекен (горизонт V), нафтеновый тип горизонта ПК месторождения Карадаг (Апшеронский полуостров) и т.д. Все это можно объяснить образованием углеводородов (УВ) в подобных регионах преимущественно на больших глубинах. Большие диапазоны давлений и температур при интенсивности тектонических процессов создают благоприятные условия для вертикальной миграции и воздействия таких процессов, как катагенез, обратное испарение и обратная конденсация в погруженных зонах, биодегградация, дегазация (на приподнятых участках) и др. Этим, видимо, предопределяется приуроченность залежей во многих случаях к зонам разломов (Прибалханский район в Западной Туркмении, Венско-Моравская область и др.) и частым различием типов нефтей по разные стороны тектонических нарушений.

По этим же причинам выявляется своеобразие нефтерастворенных газов. Для них характерно $P_{нас} \approx P_{пл}$ вне зависимости от глубины залегания и степени выработанности залежей, что сопровождается преобладанием метана (> 85–90%) и небольшим содержанием его гомологов, несмотря на прошедшие процессы дегазации залежей, при этом $C_1 \gg C_2 > C_3 > C_4$, а газы нефтяных, газоконденсатных и газовых залежей близки между собой. Все это можно объяснить компенсацией дегазации залежей постоянным подтоком углеводородных газов (УВГ), особенно метана, из глубинных отложений по тектоническим нарушениям.

Таблица 1

Геохимические показатели и особенности распространения нефтей и газов крупных геоструктурных элементов

Показатели	Геосинклинальные области (Южно-Каспийская, Сахалинская, Маракайбская, Калифорнийская и др.)	Молодые платформы (Западно-Сибирская, Скифская, Туранская)	Древние платформы (Восточно-Европейская, Северо-Американская)
	Тектонические условия		
	Активная тектоника, частые случаи разделения типов нефтей нарушениями	Развитие неотектонических процессов	Спокойная тектоника
Тип нефти	Нафтеновый	Метаново-нафтеновый	Метановый
<i>Метановый тип, %</i>			
М	60–90	50–70	> 50
Н	10–30	20–30	< 30
н-алканы $C_{16}-C_{36}$	5–12	3–8	3–5
<i>Нафтеновый тип, %</i>			
М	10–25	Встречаются редко	Практически отсутствуют
Н	55–95		
н-алканы $C_{16}-C_{36}$	0,8–1,2		
Легкие (НК–200°С) фракции, %	10–20	15–30	9–30
<i>Неуглеводородные компоненты, %</i>			
сера	0,1–0,3	0,3–2,0	0,1–5,8
смолы	5–15	5–10	5–30
асфальтены	0,1–1,0	0,5–1,5	0,4–7
<i>Нефтерастворенные газы</i>			
$P_{нас}/P_{пл}$	~1,0	0,6–0,8	0,2–0,5
$(C_{2+}) \cdot 100/C_1$	3–7	5–20	30–50
N_2	1–5	3–8	15–30
He, %	$n \cdot 10^{-4} \div n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-2} \div n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^{-1} \div 5$

Примечание. М, Н — концентрация соответственно метановых и нафтеновых УВ во фракции НК — 300°С; для He $n = 2 \div 6$.

Для эпиплатформенных орогенических областей (на примере Афгано-Таджикского и Ферганского регионов) характерен платформенный режим в мезозое и палеогене и значительное оживление тектонических процессов в неоген-четвертичное время, что привело к коренной перестройке структурного плана, наложившей отпечаток на геохимические показатели углеводородных флюидов.

Отмечается преобладание нефтяных залежей в палеогеновых отложениях

и газовых скоплений — в мезозойских. Типичная вертикальная зональность: нефти — газы — газоконденсаты.

В отличие от эпигеосинклинальных областей залежи нефти палеогена Ферганской депрессии в большой степени недонасыщены газом из-за значительности процессов некомпенсированной дегазации ($P_{нас} < P_{пл}$), вследствие чего абсолютное содержание $C_2 +$ высш. весьма велико (до 35–40%); отношение $P_{нас}/P_{пл}$ и концентрация $C_2 +$ высш. сверху вниз по разрезу уменьшается (возрастает доля метана), в связи с ростом потерь УВГ в верхних горизонтах. Все это можно объяснить тектоническими процессами, происходившими в неоген-четвертичное время. Только газы газовой-газоконденсатных залежей мезозойских отложений относительно обеднены $C_2 +$ высш. (5–10 мол.%). По этой же причине, видимо, наблюдаются заметные колебания в содержании неуглеводородных компонентов газа (N_2 до 10–13, CO_2 до 6–7 мол.%). Неотектоническими явлениями можно объяснить формирование вторичных залежей нефти в неогеновых отложениях (бледно-розовая свита, бактрийские отложения) со специфическими свойствами нефтей (ρ_{40}^{20} 0,780–0,800 г/см³, метановых УВ > 70%).

Все эти явления в еще большей степени затронули нефтяные залежи Афгано-Таджикской впадины. Древние гипергенные процессы привели здесь к окислению и осернению нефтей, их почти полной дегазации ($Q = 1–3$ м³/т). На месторождениях Хаудаг, Учкызыл, Кокайты, Акбашадыр и других растворенные газы из-за усиленной дегазации залежей содержат до 35–40% $C_2 +$ высш. и до 34–46 N_2 . Нефти явно изменены гипергенными процессами — они исключительно тяжелые (ρ_{40}^{20} 0,920–0,950 г/см³), высокосмолистые (в среднем 30% смол), высокосернистые (3,3–5,8% серы), сравнительно низкоалкановые (н-алканы $C_{10}–C_{35}$ 2–4%), низкобензиновые (8–12% фракции, выкипающей до 200°С), в бензиновых фракциях в среднем 28% ароматических УВ. В то же время на тех месторождениях, где происходит значительный подток газа из мезозойских отложений, концентрация CH_4 поднимается до 90–95% (месторождения Ляль-Микар и Кизыл-Тумшук).

Таким образом, для рассмотренных областей история тектонического развития сыграла исключительную роль в формировании геохимического облика нефтей и газов.

Для молодых платформенных областей с палеозойским фундаментом, нефтегазоносность которых обычно связана с мезозойскими отложениями (Среднеазиатская, Северо-Кавказская, Западно-Сибирская платформы и др.), отмечается относительно большее разнообразие в углеводородном составе и типах нефтей по сравнению с древними платформами. Но это связано с колебаниями концентрации главным образом циклических (нафтеновых и ароматических) УВ в бензиново-керосиновых фракциях, которые достигают значительных величин (для цикланов 10–30%, для аренов 10–50% на фракцию НК — 200°С). В то же время подавляющее большинство нефтей и конденсатов имеет алифатическую метановую основу, а ярко выраженные нафтеновые нефти и конденсаты встречаются весьма редко (в самой верхней части разреза, например в апт-альбских и сеноманских отложениях севера Западной Сибири), однако запасы их незначительны. В этих регионах большое распространение имеют многопластовые (как правило, являющиеся многофазовыми) месторождения.

Таблица 2

Изменения показателей газов и газоконденсатов по разрезу типовых многопластовых месторождений молодых платформ

Средняя глубина, м	Пластовый газ, мол. %				Газоконденсаты			
	C ₁	C ₂ –C ₄	C ₅ +	и-С ₄ /н-С ₄	выход, г/м ³	содержание УВ, %		
						А	Н	М
Западно-Сибирская плита, месторождение Уренгойское								
1220	99,2	0,2	следы	2,5	0,2	следы	96	4
2340	89,0	8,5	1,5	0,83	102	6	36	58
3030	81,3	11	6,7	0,34	350	12	25	63
Скифская плита, месторождение Майкопское								
2490	91,0	5,4	0,5	0,35	35	13	15	42
2595	89,5	5,8	0,8	0,30	40	20	40	40
2785	88,4	6,0	1,1	0,20	55	34	44	26
Туранская плита, месторождение Гугуртли								
1755	94,2	3,6	0,6	0,95	21	15	30	55
1950	92,5	4,0	0,3	0,65	32	41	26	33
2185	84,7	11,1	2,2	0,70	43	43	26	35

В многопластовых месторождениях газовой-газоконденсатного типа в верхней части разреза (апт–сеноман) концентрация УВГ, особенно метана, резко возрастает до образования практически чисто газовых залежей. Здесь выделяются два типа газов (табл. 2): 1) сухой метановый (свыше 99% CH_4), содержащий лишь следы гомологов метана и в ряде случаев небольшое количество конденсата (до 0,4 г/м³), распространенный в альб-апт-сеноманских отложениях, перекрытых мощными (500–600 м) глинистыми покровными (месторождения Уренгойское, Медвежье и др.); 2) газ, относительно обогащенный гомологами метана (5–15%), характерен для газоконденсатных залежей неокома. Концентрация C_2 и содержание конденсата (q , г/м³) имеют ярко выраженную тенденцию к росту сверху вниз по разрезу (коэффициент корреляции с глубиной залегания +0,83), в нижней части (J_3) которого в ряде случаев выявлены нефтяные залежи. Следовательно, характерная вертикальная зональность распространения залежей по фазовому состоянию в этой части Западной Сибири: газ — газоконденсат — нефть.

В нефтях молодых платформ, как правило, преобладают метановые УВ (до 60% на фракцию НК — 300°С); содержание н-алканов $C_{16}–C_{36}–5–8%$, нефти относительно малосмолистые (5–10% смол), с плотностью 0,83–0,86 г/см³. Колебания циклических (ароматических и нафтеновых) УВ в легкокипящих фракциях достигают больших значений. Нефти зон преимущественного газонакопления (север Западной Сибири, Амударьинская впадина, Западное Предкавказье) отличаются большей частью низкой плотностью (0,77–0,81 г/см³), повышенным содержанием ароматических УВ (до 20–30%), низкой смолистостью (до 1–2%). По свойствам они близки к газоконденсатам, а образовались, видимо, в результате ретроградной конденсации [Старобинец, 1974].

Растворенные в этих нефтях газы по свойствам занимают промежуточное положение между таковыми древних платформ и эпигеосинклинальных областей (см. табл. 2). Отношение $P_{\text{нас}}/P_{\text{пл}}$ для нефтей (0,6–0,8) снижается сверху вниз по разрезу, что хорошо объясняется усиленной дегазацией залежей и подтверждается наличием газовых (газоконденсатных) шапок в верхних горизонтах (месторождения Самотлорское, Варьеганское и др.).

Имеющиеся данные показывают, что в формировании многопластовых месторождений молодых платформ большую роль играли неотектонические процессы. Так, по данным В.И. Багирова и др. [1976], характерной чертой в тектоническом развитии Западно-Сибирской плиты в новейшее время является общая восходящая направленность тектонических движений. Например, на Ямбургском и Нижнепурском (Уренгойском) мегавале прирост амплитуды этих поднятий за неоген-четвертичное время составил соответственно 56 и 78 м. Суммарные амплитуды этих движений варьируют от 50–100 до 300–400 м. Неотектонические движения сопровождалась образованием нарушений и общим возрастанием роли дизъюнктивной тектоники. Зоны газонакопления на севере Западной Сибири и многих других районов формируются в основном в областях проявления контрастных неотектонических движений с наиболее молодыми по возрасту ловушками [Багиров и др., 1976], зоны же нефтенакпления связаны преимущественно с районами, где ловушки более древнего возраста, а неотектоника проявилась менее активной (Широтное Приобье и др.). С этих позиций находят объяснение образование многопластовых месторождений на молодых платформах в результате ускорения процессов вертикальной миграции, что подтверждается комплексными геохимическими исследованиями углеводородных систем по разрезу: рост снизу вверх соотношений (C_2H_6 + высш.)/ CH_4 , $i-C_4/n-C_4$, $P_{\text{нас}}/P_{\text{пл}}$, снижение выхода конденсата, ароматических УВ, изоалканов и др. (см. табл. 2).

Для древних платформ (на примере Восточно-Европейской и Северо-Американской) с докембрийским фундаментом характерны другие геохимические особенности распространения типов нефтей, газов, газоконденсатов (см. табл. 1,2). Нефти отличаются однообразием углеводородного состава на большой территории, явно выраженным преобладанием метанового типа и наибольшей концентрацией запасов алкановых УВ, большим диапазоном колебаний содержания неуглеводородных компонентов (сера, смолистые вещества), летучих фракций, состава растворенных газов, соотношения $P_{\text{нас}}/P_{\text{пл}}$, т.е. наиболее чувствительных параметров, зависящих от геологических условий залегания залежей.

Материал по нефтерастворенным газам древних платформ (на примере Волго-Уральской и Тимано-Печорской областей) показал, что следует различить два случая: 1) зоны нефтенакпления: $P_{\text{нас}} \geq P_{\text{пл}}$; $C_1 < C_2H_6$ + высш.; $C_2 < C_3 > C_4$; CH_4 30–60%; C_2 + высш. 35–40%; N_2 15–25%; все эти показатели являются следствием значительной (но некомпенсированной) дегазации нефтяных залежей; 2) зоны значительного газонакопления, примыкающие к крупным отрицательным структурам (Предуральский прогиб, Прикаспийская впадина), для нефтей этих зон $P_{\text{нас}} = P_{\text{пл}}$; $CH_4 > 75$ –80%; C_2 + высш. 10–15%; N_2 3–6%, что, видимо, связано с подтоком УВГ, особенно метана, из этих впадин.

Следовательно, по такому важному показателю, как высокая концентра-

ция метановых УВ в различных фракциях, нефти молодых и древних платформ близки между собой. В то же время первые сохраняют некоторые черты, присущие нефтям геосинклинальных областей (большой диапазон концентрации нафтенов), т.е. по геохимическим параметрам они в определенной мере занимают промежуточное положение.

Таким образом, на формирование геохимических типов нефтей, газов и газоконденсатов оказывают существенное влияние такие тектонические факторы, как особенности геологического развития крупных структурных элементов земной коры, перестройка структурного плана территории, неотектонические процессы. Влияние тектонических условий осложнялось ухудшением сохранности залежей нефти и газа.

Л и т е р а т у р а

- Багиров В.И., Гаджи-Касумов А.С., Дадашев Ф.Г. и др. Особенности распределения и геохимической характеристики углеводородных газов нефтегазоносных областей с различным геотектоническим строением – Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 6, с. 50–54.
- Старобинец И.С. О связи распространения геохимических типов нефтей с тектоническими условиями. – Докл. АН СССР, 1968, т. 180, с. 1464–1468.
- Старобинец И.С. Геолого-геохимические особенности газоконденсатов. Л.: Недра, 1974. 151 с.
- Условия раздельного формирования зон нефте- и газонакопления в земной коре. Тюмень, 1978. 152 с. (Тр. ЗапсибНИГНИ; Вып. 137).

УДК 553.98.2.078:551.24

К.Н. КРАВЧЕНКО

СТРУКТУРНЫЕ РИСУНКИ И ОНТОГЕНЕЗ НЕФТИ, ГАЗА И БИТУМОВ В НАФТИДНЫХ БАССЕЙНАХ

Нафтидный бассейн (НдБ), т.е. бассейн, в котором автономно осуществляется процесс онтогенеза нафтидов–нефти, газа и битумов, является внутренней составной частью осадочно-породного бассейна (ОПБ). В составе НдБ выделяются днище, борт и надднище; в составе ОПБ – днищевая, бортовая, надднищевая и подднищевая (подднище) части (рис. 1–4). Днище – внутренняя часть очага генерации, область массовой эмиграции углеводородов (УВ), дающая начало промышленным скоплениям нафтидов в НдБ. Борт – краевая поднятая часть НдБ, в которой генерация УВ идет в ослабленной форме или отсутствует, а происходят лишь перемещение, накопление и потери нафтидов, проникающих сюда из днища за счет латеральной и ступенчатой миграции УВ. Надднище – верхняя поднятая часть НдБ, расположенная над днищем, обычно внутри бассейна, в которой подобно борту происходит главным образом перемещение, накопление и потери УВ, проникающих сюда из днища за счет преимущественно вертикальной миграции УВ. По данным Т.А. Ботневой, М.К. Калинко и др. [Геохимия ..., 1983], Е.С. Ларской [1983], плотность эмиграции УВ из органического вещества (ОВ) в днищах на полпорядка и более превышает

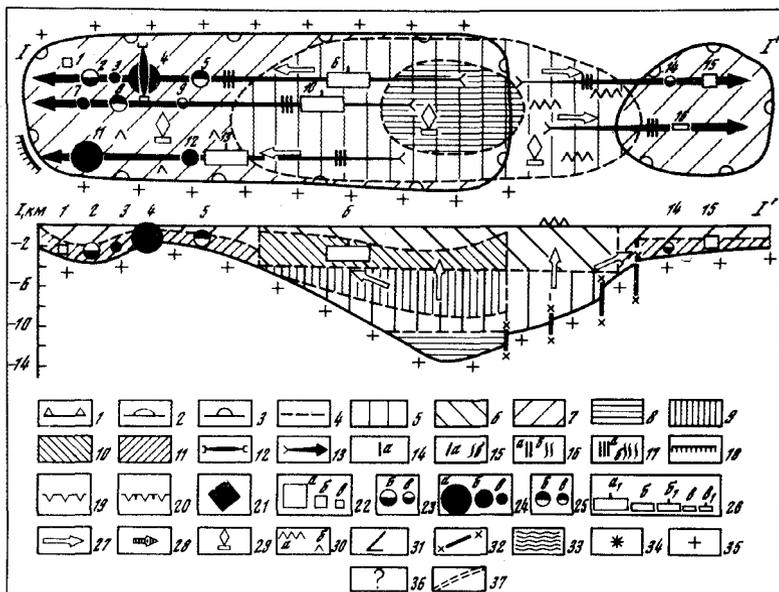


Рис. 1. Нафтидные бассейны торцового положения и торцового расчленения основного склона

Скопления нафтидов: 1-6 - Западно-Сибирский НдБ: 1 - Тевриз, 2 - Мыльджин, 3 - Олень, 4 - Самотлор, 5 - Вэнгапур, 6 - Уренгой; 7-10 - Днепровско-Донецкий НГБ: 7 - Прилуки, 8 - Гнединцы, 9 - Бельск, 10 - Шебелинка; 11-13 - Сиртский НГБ: 11 - Сарир, 12 - Гиало, 13 - Хатейба; Внутренний Восточно-Австралийский НГБ: 14 - Мурари, 15 - Гиджелпа; 16 - НГБ Тимимун. группа Ахнет

Условные обозначения к рис. 1-4 (вверху - план, внизу - профиль по линии 1-1)

1-3 - границы бассейнов: 1 - осадочно-породного (ОПБ), 2 - битумонефтегазового (БНГБ), 3 - нефтегазового (НГБ) (на планах); 4 - границы нафтидного (НдБ) (на профилях) и основных составляющих его частей (на планах и профилях); 5-8 - ОПБ: 5 - днищевая часть (на профилях), днищевая и надднищевая части (на планах), 6 - надднищевая часть, 7 - бортовая часть, 8 - подднищевая часть (подднище); 9-11 - НдБ: 9 - днище, 10 - надднище, 11 - борт; 12-17 - гребни (а - нескладчатые, б - складчатые): 12 - горизонтальные, 13 - наклонные, 14 - поперечные, 15 - косые (диагональные), 16 - продольные, 17 - торцовые; 18-20 - неантиклинальные зоны нефтегазонакопления: 18 - гидродинамически экранированные, 19 - литологически, стратиграфически экранированные и рифовые, 20 - комбинированные; 21-26 - вертикальная фазовая зональность нафтидов (масштаб аккумуляции: а - большой, б - средний, в - малый) - зоны: 21 - битумная, 22 - верхняя газовая, 23-25 - нефтегазовая, подзоны: 23 - верхняя нефтегазовая, 24 - чисто нефтяная, 25 - нижняя нефтегазовая, 26 - нижняя газовая (а₁, б₁, в₁ - перераспределенная вверх по разрезу); 27-29 - направление миграции УВ: 27 - концентрированной по гребням, 28 - неконцентрированной на плоских склонах, 29 - вертикальные перегоки УВ; 30 - потери нафтидов (а - большой, б - малые); 31 - плоские участки склонов; 32 - разрывы; 33-35 - зоны развития метаморфических пород фундамента в обрамлениях ОПБ: 33, 34 - горноскладчатых (33 - на профилях, 34 - на картах), 35 - шитовых, платформенных; 36 - гипотетические данные; 37 - границы между этапами НдБ с независимым разделением бассейна на основные элементы в разных этажах

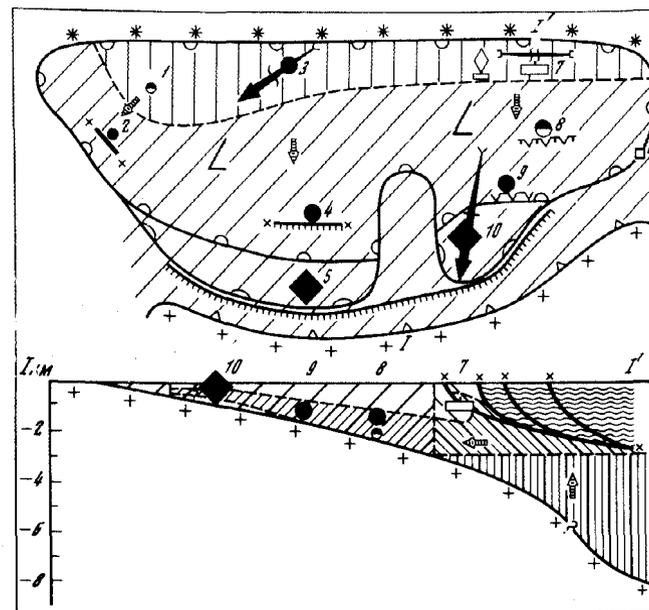


Рис. 2. Нафтидные бассейны фронтального положения и плоской структуры основного склона

Скопления нафтидов: 1-5 - Оринокский БНГБ: 1 - Тукупидо, 2 - Лас-Мерседес, 3 - Кирекире, 4 - Офисина, 5 - Ориноко; 6-10 - Западно-Канадский БНГБ: 6 - Медисин-Хат, 7 - Тернер-Вэлли, 8 - Пембина, 9 - Суон-Хиллс, 10 - Атабаска
Условные обозначения см. на рис. 1

плотность эмиграции УВ во внеднищевых пространствах. Подднище - глубоко опущенная часть ОПБ, в которой УВ становятся неустойчивыми и генерируются неуглеводородные газы. Днищевая, бортовая и надднищевая части ОПБ, помимо соответствующих элементов НдБ, охватывают внешние водоносные оболочки последних. Склоны - моноклинальные части бассейнов с однонаправленной миграцией УВ изнутри днища к его периферии, на борта НдБ и за пределы последнего.

Генерационный потенциал НдБ определяется прежде всего массой и типом ОВ, однако степень его реализации зависит от тектонических факторов, в особенности от общего размаха прогибания днища и истории развития бассейнов [Высоцкий и др., 1984].

Слабо погруженные ОПБ (с подошвой чехла на глубине менее 3-4 км), в которых ОВ преобразовано не выше градаций МК₁₋₂, генерация УВ ослаблена. Эмигрирующие из ОВ УВ полностью растворяются в воде, образуя водонапорную систему, резко недонасыщенную УВ - водорастворенными газами (Среднерусский, Дарьялык-дауданский, Сырдарьинский ОПБ), лишенную промышленных месторождений нафтидов.

Бассейны, содержащие единичные месторождения нафтидов, связанные с верхней газовой и нефтегазовой зонами (Устьюртский, Ассакеауданский, Припятский нефтегазовые бассейны (НГБ))¹, могут служить индикаторами

¹ Соотношение НдБ и НГБ рассмотрено в работе К.Н. Кравченко [1984].

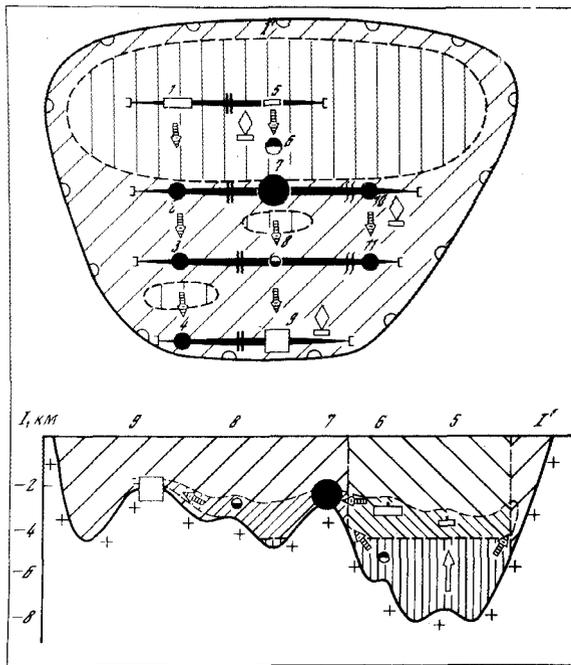


Рис. 3. Нафтидные бассейны фронтального положения и продольного расчленения основного склона

Скопления нафтидов: 1–4 – Пермский НГБ: 1 – Гомес, 2 – Джалмат-Юмонт, 3 – Уоссон, 4 – Келли-Снайдер; 5–9 – Центрально-Алжирский НГБ: 5 – Рурд-Шуф, 6 – Рурд-Нусс, 7 – Хасси-Мессауд, 8 – Уэд-Нумер, 9 – Хасси-Р’Мель; НГБ Лос-Анджелес: 10 – Лонг-Бич, 11 – Уилмингтон

Условные обозначения см. на рис. 1

минимальных глубин начала массовой эмиграции УВ. В осевых частях этих НГБ подошва чехла, юрских и девонских нефтегазопроизводящих отложений погружена до глубины 4–5 км. Максимальная степень катагенеза ОВ, как правило, находится в пределах градаций МК₂ – начала МК₃. Плотность эмиграции УВ составляет 60–300 усл. ед. Газонасыщенность подземных вод юрских отложений Ассакеауданского и Устюртского НГБ достигает 500–1000 см³/л, коэффициент газонасыщенности составляет 0,4–0,6, содержание азота в газах остается повышенным – до 20–30%.

Многочисленные месторождения нафтидов обычно связаны с бассейнами, в которых основание днища погружено на глубину до 7–10 км и более. Таким образом, наличие глубокого днища НдБ является обязательным элементом крупномасштабного нафтидонакопления. Фазовая зональность разнообразна, но, как правило, во всех НдБ в той или иной мере развиты скопления нижней газовой зоны. Сохранность скоплений фазовых зон, генерируемых в более мягкой термобарической обстановке, в значительной мере зависит от степени вытеснения последних нижним газом (т.е. газом нижней генерационной зоны). Чем больше масса генерированного нижнего газа и раньше сформирована фазовая зональность НдБ, чем меньше аккумуляционный потенциал и позднее оформились ловушки в НдБ,

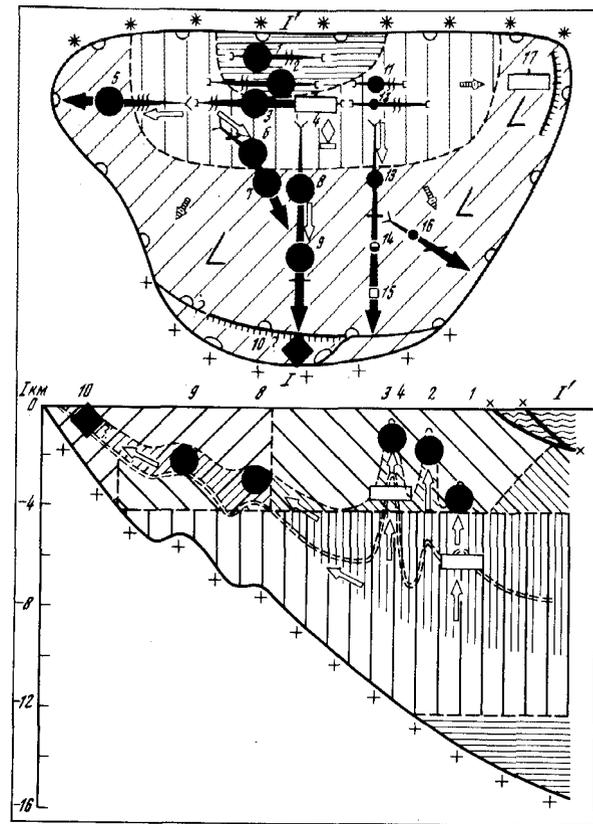


Рис. 4. Нафтидные бассейны фронтального положения, секущего (поперенного, косого) и продольного расчленения основного склона

Скопления нафтидов: 1–10 НдБ Персидского залива: 1 – Месджид-Сулейман, 2 – Агаджари, 3 – Гачсаран, 4 – Парс, 5 – Киркук, 6 – Румейла, 7 – Большой Бурган, 8 – Ферейдун-Марджан, 9 – Гхавар, 10 – гипотетическая зона битумонакопления; 11–17 – Западный Внутренний НГБ: 11 – Шовел-Тм, 12 – Голден-Тренд, 13 – Оклахома-Сити, 14 – Пайола-Рентуол, 15 – скопления верхней газовой зоны на краю впадины Форест-Сити, 16 – Холл-Гарней, 17 – Хьюгтон-Пэнхэнлд

тем значительнее масштабы вытеснения нефти и верхнего газа из бассейна. Основное вытесняющее воздействие нижнего газа сказывается в наиболее опущенных днищевых частях бассейнов, обеспеченных надежными покрывками. Выклинивание и нарушение герметичности надежных покрывок приводит к дегазации разреза. Выше по склону от зон дегазации, там где не сказывается вытесняющий эффект нижнего газа, зачастую создаются благоприятные условия для значительной аккумуляции нефти и (или) битумов в соответствующей части чехла (Атабаска, Татарский свод, Мелекесская, Верхнекамская впадины, Апшерон, Прибалханье, Среднее Приобье, Сарир и др.).

Глубокоднищевые части бассейнов характеризуются высокой степенью преобразования ОВ (градации МК₃₋₄–АК), большим, обычно близким

к предельному, газонасыщением и абсолютным преобладанием УВ-составляющей водорастворенных газов. Гидрогеологическая обстановка близка к фазовому равновесию [Зорькин и др., 1982]. Плотность эмиграции УВ из основных нефтегазопроизводящих пород, залегающих зачастую в нижней части чехла в глубоких днищах, по данным В.В. Ильинской, А.Э. Конторовича, Е.С. Ларской О.П. Четвериковой [Геохимия..., 1983], измеряется тысячами условных единиц (Днепровско-Донецкий НГБ, нижний карбон, 6500; Западно-Сибирский НдБ, нижняя – средняя юра, 7000; Каракумский НГБ, нижняя – средняя юра, 1380). Газонасыщенность подземных вод, по Ю.Г. Зимину и др. [Геология..., 1975], В.А. Терещенко [1966], Я.А. Ходжакулиеву [1976], в глубоких днищах достигает 1000–2000 см³/г, упругость газа – 20–26 МПа, коэффициент газонасыщенности – предельный или почти предельный (0,7–1), в составе водорастворенных газов господствуют УВ.

Количество УВ, генерированных и эмигрировавших в глубоководных частях бассейнов, обычно намного превышает аккумуляционный потенциал этих частей, что обуславливает отток значительной части эмигрировавших УВ по вертикали и латерали. Глубоководным частям многих НдБ принадлежит особо важная роль в массовых генерации и эмиграции УВ, обуславливающих существенное перераспределение нафтидов в плане и в разрезе в соответствии со схемами, предложенными П.К. Куликовым [1976], С.Г. Неручевым [1978], Г.П. Сверчковым [Происхождение..., 1983] и др.

В днищах глубоких НдБ происходит вертикальный прорыв УВ, особенно наиболее подвижного нижнего газа, под первую надежную покрывку и латеральное оттеснение ими нефти вверх по региональному наклону слоев вдоль гребней и плоских участков склона до ближайших изнутри днища достаточно емких ловушек антиклинального и неантиклинального типов. В зонах ухудшения изолирующих свойств покрывок на поднятых краях бассейнов преобладающая латеральная миграция вновь может сменяться вертикальным перераспределением УВ. Масштабы вертикальной миграции УВ зависят от положения в разрезе надежных покрывок: они оказываются минимальными при низком положении надежной покрывки (Каракумский НГБ), увеличиваются в случае среднего положения (прикаспийская часть Северо-Каспийского НдБ) и особенно верхнего ее положения (юго-восточная часть Днепровско-Донецкого НГБ, северная часть Западно-Сибирского НдБ) и становятся максимальными при отсутствии надежных покрывок или при их нарушении разрывами, соляным или глиняным диапиризмом, открывающими пути к широкому вертикальному перераспределению УВ вплоть до поверхности (Бенгальский НГБ, центральные части НдБ Южно-Каспийского, Северо-Каспийского, Мексиканского залива). Как было показано Н.Н. Соловьевым и Г.И. Амурским [1983], в бассейнах с двумя надежными покрывками в средней и верхней частях чехла НдБ может иметь двухэтажное строение: нижний этаж, в котором господствуют скопления нижнего газа (пермь НГБ Центральноевропейского, Персидского залива), и верхний, преимущественно нефтеносный (мезозой этих же бассейнов).

В большинстве глубоких НдБ имеет место широкое перераспределение УВ по вертикали из днища в надднице. Так, основные газовые скопления

Днепровско-Донецкого НГБ (Шебелинка, Западные Крестищи и др.) образовались за счет вертикального перетока нижнего газа из нижнекаменноугольных материнских в верхнекаменноугольно-нижнепермские газосные отложения [Новосилецкий, 1975]. Газовые месторождения севера Западно-Сибирского НдБ (Уренгой, Ямбург, Медвежье и др.), по-видимому, сформировались в результате прорыва нижнего газа из юрских (и нижнемеловых?) нефтегазопроизводящих отложений до первой надежной туронской покрывки [Старобинец, 1974; Куликов, 1976; Неручев, 1978; (Г.П. Сверчков, В.Д. Наливкин, К.А. Черников, см.: [Происхождение..., 1982]. Преимущественно нефтяные месторождения Ирана в НГБ Персидского залива (Агаджари, Гачсаран и др.) образовались при вертикальном перераспределении нефти из юрско-нижнемеловых нефтематеринских в асмарийские олигоцен-миоценовые нефтеносные отложения, перекрываемые надежной миоценовой соленосной покрывкой свиты Фарс [Геологическое..., 1979].

Направление массового оттока УВ определяется положением склона относительного днища НдБ [Кравченко, 1974]. Различаются бассейны с преобладающим оттоком УВ из днища на центроклиналиную часть борта (торцового типа), на крыльевую часть борта (фронтального типа) и равномерно по всей периферии днища на борта бассейна (всесторонне периферического типа). Размещение в плане главных миграционных потоков УВ, центров аккумуляции и потерь нафтидов тесно связано со структурным рисунком НдБ, складывающимся из соотношения в нем положительных, отрицательных склоноразделов: гребней, тальвегов и плоских участков склонов.

Бассейны торцового положения основных склонов отличаются и преобладающим торцовым расчленением последних (НдБ: Западно-Сибирский, Днепровско-Донецкий, Сирт, Тимимун, Внутренний Восточно-Австралийский) (см. рис. 1). Протяженные торцовые гребни расчленяют бассейн в продольном направлении, связывая его глубоководную часть с центроклиналиной (Хантейская группа гребней в Западно-Сибирском НдБ, Ефремовско-Глинский гребень в Днепровско-Донецком НГБ, Сарирский гребень в НГБ Сирт, Ахнетская группа гребней в НГБ Тимимун). Это облегчает восходящий латеральный отток УВ в сторону центроклинали. Поскольку перемещение УВ к крыльям бортов, поперек торцовых гребней, в целом затруднено, основные центры аккумуляции концентрируются в надднице, реже в днище и (или) на центроклинали. Фазовая зональность и размещение главных скоплений УВ в существенной мере зависят от характера расчленения и надежности запечатывания покрывками наддница и центроклинали бассейна.

В случае оптимального структурного расчленения и запечатывания покрывками наддница и центроклинали главные центры аккумуляции представлены скоплениями нижнего газа, перераспределенными вверх по вертикали в надднице, под надежную покрывку, и латерально оттесненными, преимущественно нефтяными скоплениями на центроклинали (НдБ Западно-Сибирский, Сирт). При этом в Западно-Сибирском НдБ большая доля нефти концентрируется в нижней части центроклинали, перегороденной Среднеобским гребнем, следующим поперек системы торцовых гребней и ограничивающим массовый латеральный отток УВ

к верхней части центроклинали. В НГБ Сирт основные нефтяные скопления, в том числе месторождение Сарир, располагаются в верхней части центроклинали, экранированной за счет гидродинамического фактора. При недостаточно надежном запечатывании и предохранении центроклинали от вертикальных потерь главные центры аккумуляции образованы скоплениями нижнего газа, размещающимися в надднице, а масштабы аккумуляции УВ, в том числе жидких, на центроклинали снижаются. Длительное вытесняющее воздействие нижнего газа на жидкую фазу приводит к потере большей части нефти и образованию преимущественно газоносного бассейна (Днепровско-Донецкий НГБ).

При слабом структурном расчленении и отсутствии надежной покрывки в надднице последнее оказывается пустым, а нефтегазоносный бассейн смещается на центроклираль, отрываясь от днища. Скопления здесь представлены нефтью и верхним газом в мягких термобарических условиях (Внутренний Восточно-Австралийский, Парижский НГБ) или нижним газом в жесткой термобарической обстановке (НГБ Тимимун).

Фронтальные склоны характеризуются большим разнообразием структурных рисунков. Встречаются следующие их разновидности: плоская, с продольным, поперечным и комбинированным расчленением, с нескладчатыми или складчатыми структурами. Положение главных центров аккумуляции нафтидов подчиняется размещению стержневых и иных гребней, связанных с днищами и обладающих большим аккумуляционным потенциалом, а также гидродинамически экранированных участков открытых (распространяющихся до краев бассейнов) склонов.

При плоской структуре основной части открытого фронтального склона (см. рис. 2) главные центры аккумуляции нафтидов обычно располагаются на его верхней гидродинамически запечатанной кромке и представлены битумной зоной (Западно-Канадский, Оринокский НДБ).

В случае продольного расчленения склонов (НГБ Пермский, Лос-Анджелес, западный склон Центрально-Алжирского) главные скопления нафтидов в крыльевой части борга обычно представлены образованиями чисто нефтяной подзоны (Хасси-Мессауд, Джалмат-Юмонт, Лонг-Бич) либо распространенными на всем крыле, либо сменяемыми на его верхней кромке скоплениями верхней газовой зоны (Хасси-Р'Мель), а в днище и надднице — скоплениями нижнего газа (Гомес, Рурд-Шуф) (см. рис. 3).

При секущем (поперечном и косом) нескладчатом расчленении крыльевой части основного борга и продольном расчленении, складчатой структуре днища и наддница (НГБ Персидского залива, Западный Внутренний) размещение главных центров аккумуляции нафтидов и их фазовое состояние оказываются разнообразными (см. рис. 4). Они могут быть представлены скоплениями нижнего газа в нижнем газоносном этаже днища, отделенном от верхнего нефтеносного этажа надежной покрывкой (Парс), гидродинамически экранированными скоплениями нижнего газа, перераспределенного вверх по разрезу и смещенного на центроклираль (Хьюгон-Пэнхэндр), чисто нефтяной подзоной на продольных складчатых гребнях в надднице (Гасаран, Шовел-Тм), на торцовых складчатых гребнях на центроклинали (Киркук), на поперечных и косых гребнях на краю днища (Румейла), в нижней (Большой Бурган, Оклахома-Сити) и средней (Гхавар) частях крыла НГБ. Выше по склону масштабы аккумуляции

падают, и в Западном Внутреннем НГБ появляются скопления нефтегазовой и верхней газовой зон.

В бассейнах со всесторонним периферическим положением основных склонов встречаются почти все ранее отмеченные разновидности структурных рисунков склонов: плоская (НГБ Мишиган, Иллинойс, Уиллистон, западный склон Северо-Каспийского НДБ), продольно расчлененная (НГБ Мексиканского залива, 1-й северный, южный и юго-восточный склоны Северо-Каспийского НДБ); комбинированная поперечно- и продольно-расчлененная (2-й и 3-й северные склоны Северо-Каспийского НДБ), по К.Н. Кравченко [1983]. Размещение главных центров аккумуляции нафтидов разнообразно. Помимо структурного рисунка и положения надежных покрывок в чехле, сказываются степень погруженности днища и аккумуляционный потенциал бортов, предопределяющие масштабы генерации и вытеснения УВ за пределы бассейна.

Л и т е р а т у р а

Высоцкий И.В., Корчагина Ю.И., Соколов Б.А. История нефти в осадочных бассейнах. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1984, № 4, с. 52—59.

Геологическое строение и нефтегазонасыщенность Северной Африки, Ближнего и Среднего Востока / М.М. Алиев, В.И. Высоцкий, Н.П. Голенкова, Л.С. Тимонин. Баку: Элм, 1979. 244 с.

Геология нефти и газа Западной Сибири / А.Э. Конторович, И.И. Нестеров, Ф.К. Салманов и др. М.: Недра, 1975. 680 с.

Геохимия нефтей и органического вещества пород нефтегазоносных провинций и областей СССР / Под ред. Т.А. Ботневой, М.К. Калинин. М.: Недра, 1983. 199 с. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 244).

Зорькин Л.М., Суббота М.И., Стадник Е.В. Нефтегазопромысловая гидрогеология. М.: Недра, 1982. 216 с.

Кравченко К.Н. Тектонические особенности размещения углеводородных скоплений на склонах нефтегазоносных бассейнов. — В кн.: Основные принципы формирования залежей нефти и газа. М.: Наука, 1983, с. 41—52.

Кравченко К.Н. Роль региональной структуры нафтидных бассейнов в размещении скоплений нефти, газа и твердых битумов на их склонах. — В кн.: Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. М.: ВИЭМС, 1984. 48 с.

Куликов П.К. Генетические типы и механизм образования гигантских газовых месторождений. — Сов. геология, 1976, № 7, с. 15—24.

Ларская Е.С. Диагностика и методы изучения нефтегазоматеринских толщ. М.: Наука, 1983. 200 с.

Неручев С.Г. Взаимосвязь между стадийностью нефтегазообразования и размещением нефти и газа в бассейнах. — В кн.: Осадочно-миграционная теория образования нефти и газа. М.: Наука, 1978, с. 65—75.

Новосилецкий Р.М. Гидродинамические и геохимические условия формирования залежей нефти и газа Украины. М.: Недра, 1975. 228 с.

Происхождение и прогнозирование скопления газа, нефти и битумов / Под ред. В.Д. Наливкина. Л.: Недра, 1983. 272 с.

Соловьев Н.Н., Амурский Г.И. Критерии оценки главнейших условий раздельного формирования зон (и комплексов) нефте- и газонакопления. — В кн.: Основные принципы формирования залежей нефти и газа. М.: Наука, 1983, с. 69—79.

Старобинец И.С. Геолого-геохимические особенности газоконденсатов. Л.: Недра, 1974. 151 с.

Тереженко В.А. Газонасыщенность подземных вод палеозоя и нижнего мезозоя северо-западной и средней частей Днепровско-Донецкой впадины и ее поисковое значение. — Нефть и газовая пром-сть, 1966, № 5, с. 12—15.

Ходжакулиев Я.А. Гидрогеологические закономерности формирования и размещения скопления газа и нефти. М.: Недра, 1976. 336 с.

В.В. ИВАНОВ, О.В. ШЕРБАНЬ

**К РАЗРАБОТКЕ МОДЕЛЕЙ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ
В БАСЕЙНАХ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ**

Развитие теории нафтидогенеза и непрерывное накопление статистической информации по геохимии органического вещества (ОВ), нефти и газа, вещественно-структурным параметрам осадочных бассейнов (ОБ) и характеру распределения в них углеводородных ресурсов позволяют строить все более сложные, все более адекватно отражающие природные явления модели различных элементов нефтегеологического районирования (бассейнов, областей, зон, месторождений и т.д.) и отдельных этапов процесса формирования в них скоплений углеводородов (УВ). Конечной целью такого моделирования, как неотъемлемого атрибута исследования конкретных объектов, является уточнение качественного и особенно количественного прогноза нефтегазоносности и структуры ресурсов УВ. Как и в систематике основных задач геологии [Косыгин, 1970], различаются три главных типа моделей: статические (геолого-структурные, вещественные, в том числе геофизические и геохимические), динамические (основанные на результатах лабораторного моделирования процессов, динамики разработки запасов и т.д.) и ретроспективные (историко-генетические).

Если обратиться к нефтегазоносным ОБ как основным элементам нефтегеологического районирования, то для них, можно полагать, существует достаточно отработанная система вещественно-структурных (тектонических или историко-тектонических) моделей, которые отражаются в многочисленных классификационных схемах и способствуют главным образом прогнозу качественных характеристик нефтегазоносности. Что касается геолого-математических моделей, получающих все большее развитие и описывающих зависимости количества и структуры ресурсов УВ ОБ от геологических параметров последних, то их разработка идет в основном по двум направлениям. Первое использует в качестве инструмента объемно-статистические, объемно-балансовые и другие методы оценки ресурсов УВ, основанные на выявленных эмпирических закономерностях [Методы... , 1979; Методические... , 1983]. Развитие этих моделей происходит в основном по пути увеличения представительности статистических выборок и количества анализируемых параметров, в числе которых начинают фигурировать не только объемы пород, нефтегазогидродинамических систем, но и вещественные типы отложений, распределенные по различным глубинам или зонам катагенеза. Такие, по существу статические модели в построениях А.Э. Конторовича, М.С. Моделевского, В.Д. Наливкина, И.И. Нестерова и других исследователей все больше приобретают определенный генетический оттенок. Трудности их дальнейшего улучшения определяются сложностью сбора представительной статистической информации для формирования "обучающих" выборок по отдельным типам ОБ. Второе направление в создании геолого-математических моделей отвечает ретроспективным задачам геологии и представлено различными вариантами объемно-генетического или историко-

генетического метода подсчета запасов. Его развитие, как хорошо известно, сдерживается объективными трудностями определения в каждом конкретном случае коэффициента аккумуляции, а также, на наш взгляд, недостаточной разработанностью методов балансовых расчетов нефтегазообразования для всего широкого спектра материнских пород.

Целью настоящей статьи является обсуждение некоторых теоретических вопросов, решение которых должно способствовать развитию геолого-математических моделей нефтегазообразования в разнотипных бассейнах.

Принципиальные различия между ОБ отдельных историко-тектонических типов проявляются в составе, наборе и последовательности геотектонических и структурно-формационных комплексов, в характере комплексной (вертикальной и латеральной) структурной гетерогенности, в изменении во времени и пространстве интенсивности вертикальных и тангенциальных тектонических движений. Эти различия в вещественно-структурных и геодинамических характеристиках ОБ обуславливают особенности протекающих в них процессов нафтидогенеза, что выражается, в частности, в вариации наборов нефтегазоматеринских толщ различного состава и строения, в изменении пространственно-временных координат этапов генерации УВ различного фазового состояния, количества и состава продуктов, генерируемых на каждом из этапов, а также, несомненно, в изменении условий нефтегазонакопления и сохранности залежей. Если иметь в виду лишь процесс генерации УВ и учитывать то обстоятельство, что динамика и величины прогибания сильно варьируют в каждом бассейне, то различия в условиях нефтегазообразования между ОБ будут определяться прежде всего неоднородностями в наборах, вещественном составе и широте распространения материнских толщ с тем или иным содержанием и тем или иным составом исходного ОВ.

В целях познания особенностей нефтегазообразования в разнотипных ОБ необходимо обеспечить корректный переход от минерального (мацерального) уровня исследований к бассейновому. В качестве первого шага (для перехода от мацерального уровня к породному) могут быть использованы результаты изучения влияния минеральной среды на состав, количество и динамику образования продуктов трансформации ОВ в катагенезе, выполненного на основе анализа природных объектов [Иванов, 1979, 1980; Иванов, Щербань, 1981, 1982; Ivanov, Shcherban', 1982, 1983] и с помощью модельных экспериментов [Espitalié et al., 1980; Horsfield, Douglas, 1980; Durand-Souron et al., 1982]. Основные результаты этих исследований сводятся к следующему.

1. Существует стохастически устойчивая связь между элементарным составом керогена преобразованного в равной (но не высокой) степени ОВ и содержанием последнего в породах (рис. 1). Эта зависимость, в отношении "гумусовой ветви" которой высказывался в свое время Н.Б. Вассович [1973], определяется условиями седименто- и диagenеза и служит наглядным проявлением диалектического закона перехода количества в качество. Вместе с тем, как хорошо известно, состав ОВ и прежде всего обогащенность его водородом определяют потенциальные масштабы генерации УВ и соотношение внутри них жидких и газообразных (это положение хорошо иллюстрируется рис. 2, построенном на основе материалов пиролитических исследований Р. Харвуда). Обе отмеченные зависимости

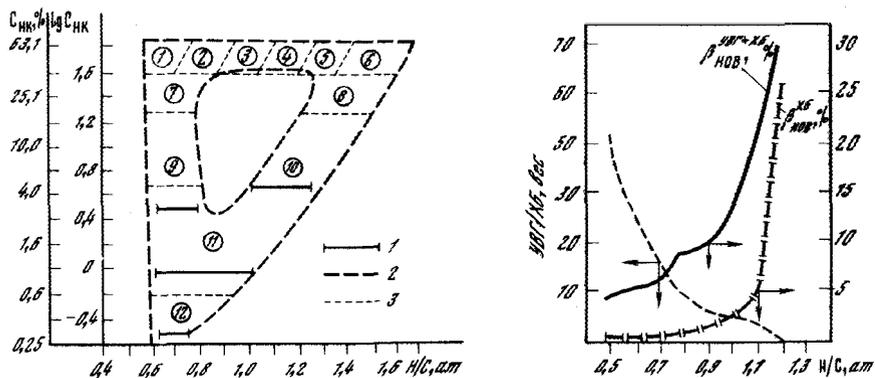


Рис. 1. Связь элементного состава нерастворимого ОВ (на грациях ПК₃) с содержанием в породах С_{нк}

1 — пределы изменения Н/С ат, осредненные по типам пород; 2 — ооконтуривающие кривые; 3 — границы между типами пород

Цифры на графике: 1–6 — угли: 1 — фюзеновые, 2 — гумусовые, 3 — клареновые и дюреновые, 4 — кеннели, 5 — кеннель-богхеды, 6 — богхеды; 7, 8 — сланцы: 7 — углистые, 8 — горючие; 9, 10 — породы, обогащенные ОВ: 9 — арконового и 10 — алинового типов; 11 — породы с рассеянным и 12 — с сильно рассеянным ОВ

Рис. 2. Зависимость потенциалов генерации жидких ($\beta_{\text{НОВ}}^{\text{ХБ}}$), суммы жидких и газообразных ($\beta_{\text{НОВ}}^{\text{УВГ}} + \text{ХБ}$) УВ и соотношения УВГ/ХБ в продуктах пиролиза от величины Н/С ат исходного керогена. По данным Р. Харвуда [Harwood, 1977]

позволяют "переломить мостик" между качественными и количественными параметрами ОВ и в каждом конкретном случае достаточно четко оценивать его нефте- и (или) газоматеринский потенциалы, исходя из содержания ОВ в породах.

2. Анализ катагенетической эволюции ОВ на диаграмме Лейфмана–Вассоевича [Лейфман, Вассоевич, 1980], с помощью которой по направлению вектора изменения элементного состава ОВ можно объективно оценить состав генерируемых продуктов [Иванов, Щербань, 1981; Щербань, 1984], показывает, что в породах с рассеянным ОВ генерация углеводородных газов (УВГ) носит двухэтапный характер: в зонах ПК₂₋₃–МК₁ и МК₂–АК. При переходе к породам, обогащенным ОВ, и далее к углям (как в "гумусовой", так и особенно в "сапропелевой" ветвях) масштабы генерации УВГ в верхней (до МК₁) зоне существенно снижаются. Нетрудно показать, что газообразование, предшествующее нефтеобразованию, исходит нефтегенерационный потенциал ОВ. В зоне МК₂–АК образование УВГ протекает вне зависимости от типа и степени концентрированности ОВ и наиболее интенсивно — в породах, обогащенных ОВ (>10%), для которых имеет место только одна фаза газообразования, выделяющаяся ранее [Неручев и др., 1973] как главная.

Эти данные подтверждаются результатами лабораторного моделирования. В опытах по пиролизу искусственных органоминеральных смесей рост отношения минеральная среда/ОВ ведет к снижению суммарного количества образующихся УВ в расчете на единицу массы ОВ и средней

молекулярной массы генерируемых УВ, вплоть до преобладания газообразования над нефтеобразованием.

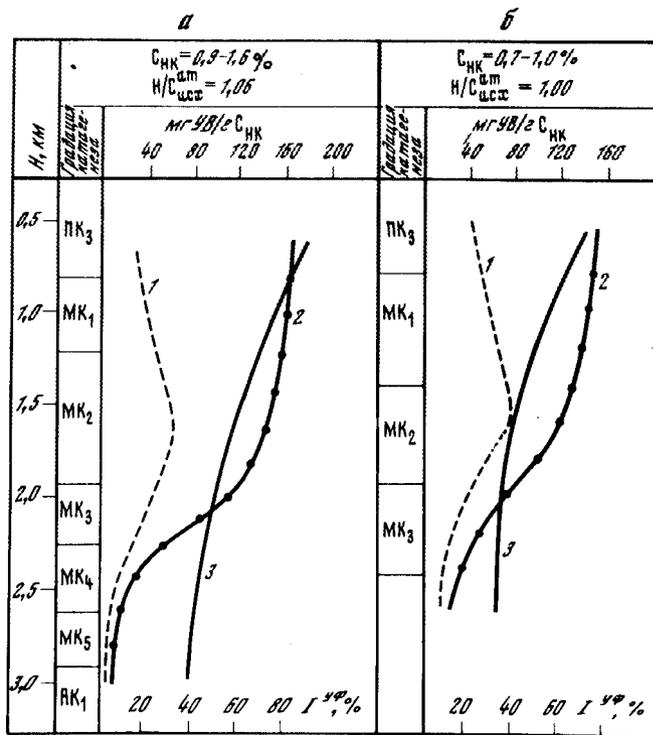
3. С увеличением концентрации в породах ОВ закономерно изменяются содержание и состав экстрагируемых хлороформом компонентов — на общем катагенетическом уровне ПК₃–МК₁ снижается выход битумоидов, повышается их смолистость и соответственно уменьшается содержание УВ. Кроме того, пространственно-временные координаты уровней максимальной интенсивности генерации и эмиграции битумоидов и УВ различны в породах разного минерального состава с неодинаковым содержанием УВ.

4. Активность минеральной среды, как и свойства самого ОВ, не остаются неизменной в течение катагенеза. Относительная доля удерживаемых минеральной матрицей УВ пиролиза (индекс удерживания) уменьшается с глубиной до градиаций МК₂₋₃ и в дальнейшем практически не изменяется (рис. 3). После градиации МК₂ пути эволюции ОВ в природных объектах вне зависимости от его типа, содержания в породах и литологического состава последних также становятся однонаправленными. Следовательно, зоны проявления фактора минеральной среды и наибольшей ее активности совпадают и ограничиваются в целом начальным мезокатагенезом — градиацией МК₂.

Таким образом, минеральная среда, ее состав и количественное соотношение с органической компонентой породы оказывают существенное влияние на масштабы, динамику образования и состав продуктов катагенетической трансформации ОВ. В природных объектах минеральная среда проявляется как активный стимулятор генерации летучих УВ в зоне позднего протокатагенеза — начального мезокатагенеза, причем в наибольших масштабах это образование УВГ связано с ОВ, рассеянным в терригенных породах в околосларковых концентрациях. В аспекте полученных данных снимаются известные противоречия между различными точками зрения о месте, условиях проявления и количестве фаз газообразования. При совместном учете содержания ОВ в породах, его состава и выявленных зависимостей проявления фактора минеральной среды особенности преобразования ОВ, характер и динамика генерации продуктов в различных типах пород становятся достаточно предсказуемыми. Даже самые общие подсчеты показывают, что порода, содержащая 10% ОВ II (по номенклатуре французских исследователей [Durand, Espitalié, 1973]) типа (Н/С ат = 1,3), генерирует нефтяных УВ (C₁₅₊) в 100–500 раз больше, чем порода, содержащая 1% ОВ III типа (Н/С ат = 0,7–1,1) при этом в 10 раз больше за счет разницы в содержании ОВ и в 5–25 раз больше за счет соотношения нефте- и газоматеринского потенциалов (см. рис. 2) и почти в 2 раза больше за счет подавленности газообразования в верхней (до МК₁) зоне¹.

Поскольку разнотипные материнские породы связаны с определенными разновидностями геологических формаций, ОВ отдельных вещественно-структурных (историко-тектонических) типов будут различаться по ха-

¹ Указанные различия в нефтегенерирующих возможностях пород вскрывают истоки широко распространенного в свое время учения о нефтематеринских свитах и позволяют развивать его на новом уровне знаний.



Р и с. 3. Изменение активности МС в катагенезе по данным пиролитических исследований

a — меловых отложений бассейна Дуала (рассчитано и построено по данным [Espitalié et al., 1980; Durand, Espitalié, 1976]); *б* — верхнеэоцен-олигоценых отложений Анадырского бассейна (по материалам авторов)

1 — водородный индекс пород (Н^{пор}); 2 — водородный индекс керогена (Н^{кер});
 3 — индекс удерживания $\left(I_{уд.} = \frac{H_{кер} - H_{пор}}{H_{кер}} \cdot 100\% \right)$

рактору их распределения. Следовательно, построение количественных моделей нефтегазообразования должно предусматривать установление характера общего распределения в бассейне объемов материнских пород, ранжированных по значениям коэффициентов Н/С ат или $[H - 2(ONS)]/C$ ат керогена и по характеру распределения объемов их разновидностей, находящихся на различных стадиях катагенеза (на различных глубинах). Дальнейшие расчеты должны быть дифференцированными и предусматривать определение состава и объемов генерируемых продуктов в типовых материнских толщах на последовательных этапах катагенеза. Известные приемы таких расчетов [Неручев, 1969; Конторович, 1970, 1976; Методы... , 1979; и др.], основанные по существу на однотипной схеме нефтегазообразования, несомненно могут и должны быть усовершенствованы применительно ко всему спектру материнских пород. Необходимость учета фактора минеральной среды — это первый вопрос, касающийся совершенствования историко-генетических моделей нафтидогенеза.

Второй вопрос связан с учетом низкокипящих УВ. Как известно, при существующей схеме анализа ОБ пород [Руководство... , 1966; Корчагина, Четверикова, 1976] имеется возможность выделения и изучения состава только высокомолекулярной (C_{15+}) фракции УВ, содержащейся в битумоиде. На изменении концентрации и состава этих компонентов в катагенезе и построены обобщенные схемы процессов нефтегазообразования. Однако фракция УВ, выкипающих до температуры 250 °С (C_{15-}) и составляющих основу нефти, практически выпадает из сферы внимания исследователей. Вместе с тем в последнее время предложена методика определения содержания в породах и состава УВ C_1-C_{35} [Saint-Paul et al., 1980]. Эти новые данные показывают, что даже в обладающих крайне низким нефтематеринским потенциалом гумусовых углях содержание УВ C_5-C_{14} изменяется в катагенезе от 25 до 60% от массы УВ C_{5+} . Совершенно очевидно, что низкокипящие УВ не могут не учитываться в балансе нефтегазообразования. Для этого, однако, необходимо предварительно решить ряд вопросов методики аналитических определений и их интерпретации, а также накопить необходимые статистические данные по характеру распределения УВ C_5-C_{14} в различных типах пород на разных стадиях катагенеза.

Наконец, третий вопрос, подлежащий обсуждению в данном случае, касается комплексирования результатов, полученных в модельных построениях разных типов. Исходя из охарактеризованных выше трудностей развития статических моделей, можно полагать, что именно компоновка характеристик ОБ по достаточно узким вещественно-структурным или историко-тектоническим их типам позволит получить уравнения регрессии, наиболее точно отражающие запасы УВ и их структуру. В таких моделях, как известно, в комплексе используемых геологических параметров в неявном виде учитывается проявление всех трех процессов онтогенеза нефти и газа — генерации, аккумуляции УВ и консервации их скопленений. Это, так сказать, оценка "снизу". Напротив, ретроспективные генерационные модели, оценивающие потенциал бассейна "сверху", страдают, как отмечалось, отсутствием возможности количественного учета аккумуляции. Поэтому, видимо, рационально пойти по пути, уже опробованному на объектах более низкого ранга (районах, зонах нефтегазоаккумуляции) и заключающемуся в том, что коэффициенты аккумуляции определяются путем сопоставления оценки генерированных (точнее, эмигрировавших из материнских пород) УВ с реальными запасами в открытых месторождениях [Конторович, 1976; Методы... , 1979]. В данном случае сопоставление результатов количественных оценок ресурсов УВ ОБ "снизу" и "сверху", т.е. полученных в статических и ретроспективных моделях (с обязательным учетом охарактеризованных выше направлений их совершенствования), позволит получить реальные значения коэффициентов аккумуляции. Совершенно ясно, что такие расчеты и модельные построения необходимо строго дифференцировать по самостоятельным типам бассейнов.

Вассоевич Н.Б. Основные закономерности, характеризующие органическое вещество современных и ископаемых осадков. — В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1973, с. 11–59.

Иванов В.В. Сравнительный анализ процессов нефтеобразования в глинистых и карбонатных породах. — В кн.: Нефтематеринские свиты и принципы их диагностики. М.: Наука, 1979, с. 67–75.

Иванов В.В. Влияние минеральной среды на динамику нефтеобразования. — Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 2, с. 440–443.

Иванов В.В., Щербань О.В. Особенности нефтеобразования в различных седиментитах и их ассоциациях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 2, с. 8–20.

Иванов В.В., Щербань О.В. Влияние концентрации минеральной составляющей на динамику и продукты нафтидогенеза. — В кн.: Методы оценки нефти и газоматеринского потенциала седиментитов. М.: Наука, 1982, с. 96–101.

Конторович А.Э. Теоретические основы объемно-генетического метода оценки потенциальных ресурсов нефти и газа. Новосибирск, 1970, с. 4–51. (Тр. СНИИГГиМС; Вып. 95).

Конторович А.Э. Геохимические основы количественного прогноза нефтегазоносности. М.: Недра, 1976. 249 с.

Корчагина Ю.И., Четверикова О.П. Методы исследования рассеянного органического вещества осадочных пород. М.: Недра, 1976. 229 с.

Косыгин Ю.А. Методические вопросы системных исследований в геологии. — Геотектоника, 1970, № 2, с. 20–29.

Лейфман И.Е., Вассоевич Н.Б. Новая диаграмма для сопоставления горючих ископаемых и их предшественников по атомным соотношениям водорода. — Докл. АН СССР, 1980, т. 253, № 3, с. 674–678.

Методические указания по количественной оценке прогнозных ресурсов нефти, газа и конденсата. М.: ВНИГНИ, 1983. 215 с.

Методы оценки перспектив нефтегазоносности/Под ред. Н.И. Буялова, В.Д. Наливкина. М.: Недра, 1979. 332 с.

Неручев С.Г. Нефтематеринские свиты и миграция нефти. Л.: Недра, 1969. 240 с.

Неручев С.Г., Рогозина Е.А., Каченко Л.Н. Главная фаза газообразования — один из этапов катагенетической эволюции сапропелового рассеянного органического вещества. — Геология и геофизика, 1973, № 10, с. 14–16.

Руководство по анализу битумов и рассеянного органического вещества горных пород. Л.: Недра, 1966. 316 с.

Щербань О.В. Способ оценки состава и количества продуктов катагенетического преобразования органического вещества с использованием диаграммы Лейфмана–Вассоевича. — Геология нефти и газа, 1984, № 9, с. 42–46.

Durand B., Espitalié J. Geochemical studies on the organic matter from Douala Basin (Cameroon) — II. Evolution of kerogen. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1976, vol. 40, N 5, p. 801–808.

Durand B., Espitalié J. Evolution de la matière organique au cours de l'enfouissement des sédiments. — C.R. Acad. Sci., Paris, 1973, vol. 276, p. 2253–2256.

Durand-Souron C., Boulet R., Durand B. Formation of methane and hydrocarbons by pyrolysis of immature kerogens. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1982, vol. 46, N 8, p. 1193–1202.

Espitalié J., Madec M., Tissot B. Role of mineral matrix in kerogen pyrolysis: influence of petroleum generation and migration. — Bull. AAPG, 1980, vol. 64, N 1, p. 59–66.

Harwood R.J. Oil and gas generation by laboratory pyrolysis of kerogen. — Bull. AAPG, 1977, vol. 61, N 12, p. 2082–2102.

Horsfield B., Douglas A.G. The influence of minerals on the pyrolysis of kerogen. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1980, vol. 44, N 8, p. 1119–1131.

Ivanov V.V., Shcherban' O.V. Characteristics of oil formation in various sediments and their associations. — Int. Geol. Rev., 1982, N 11, p. 1269–1280.

Ivanov V.V., Shcherban' O.V. Mineral matrix influence on the dynamics and products of the organic matter catagenetic transformation. — Org. Geochem., 1983, vol. 4, N 3/4, p. 185–194.

Saint-Paul C., Monin J.-C., Durand B. Méthode de caractérisation rapide des hydrocarbures de C₁ a C₃₅ contenus dans les roches sédimentaires et dans les huiles. — Rev. Inst. Fr. du Petr., 1980, vol. XXXV, N 6, p. 1065–1078.

И.Д. ПОЛЯКОВА

НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЕ В КРАЕВЫХ БАСЕЙНАХ ПЛАТФОРМ

Осадочно-породные бассейны (ОПБ), расположенные в краевых частях платформ на сочленении со складчатыми областями, имеют широкое распространение и сосредоточивают в себе значительные нефтяные и газовые ресурсы. Это делает краевые бассейны платформ промышленно ценными объектами, достойными самого тщательного изучения. Типичными представителями таких бассейнов являются краевые депрессии Сибирской (Лено-Виллюйский, Лено-Анабарский ОПБ), Русской (Волго-Уральский, Тимано-Печорский, Предкарпатский ОПБ), Скифско-Туранской (Азово-Кубанский, Терско-Каспийский, Амударьинский ОПБ), Аравийской (ОПБ Персидского залива), Северо-Американской (Западно-Канадский, Предаппалачский ОПБ) и других платформ.

Названные бассейны выделяются в самостоятельный тип, которому полностью или отчасти соответствуют краевые системы платформ [Зоненшайн и др., 1966]. Стадийность формирования таких бассейнов была рассмотрена А.А. Богдановым, Л.П. Зоненшайном, М.В. Муратовым, Е.В. Павловским, Ю.М. Пушаровским, Б.А. Соколовым, а также затрагивалась в работах других исследователей. Согласно сложившимся представлениям, краевым частям платформ, сопряженным с геосинклиналями, свойственна определенная последовательность развития, в которой за платформенными стадиями (рифтовой и перикратонной) следует стадия краевого прогиба. Стадийная закономерность формирования бассейна влияла на направленность процессов нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции. Каждая стадия сыграла свою особую роль в развитии этих процессов и отразилась на общем результате их взаимодействия во времени.

Стадия заложения многих платформенных бассейнов связана с рифтообразованием, которое происходит под действием сил растяжения и сопровождается утонением и дроблением континентальной коры. В зависимости от того, как далеко заходил этот процесс, рифты оставались континентальными или подвергались дальнейшему раздвиганию, которое приводило к спредингу, образованию континентальных окраин и океанической впадины [Ван дер Линден, Виллем, 1981]. Уже на начальной стадии развития определяются местоположение бассейна на континенте и его отношение с мобильными участками земной коры. По этим признакам различаются две группы бассейнов [Полякова, 1982].

Бассейны первой группы — Волго-Уральский, Персидский, Преаппалачский, Венесуэльский и другие — заложились на рифтовой системе, раскрывающейся в океаническую впадину. Их последующее формирование происходило на периферии континента под влиянием полно выраженных геосинклиналей, характеризующихся присутствием мио- и эвгеосинклинальных областей.

Бассейны второй группы — Лено-Виллюйский, Амударьинский — были связаны в своем развитии с рифтовой системой, которая не имела непосредственного выхода в океан. Они формировались в существенном

удалении от края континента на сочленении с широкой миогеосинклинальной впадиной. В Верхояно-Колымской складчатой области, с которой сочленяется Лено-Виллойский ОПБ, "настоящая" эвгеосинклиналь была ограничена небольшой площадью, в Туркмено-Харасанской складчатой области, с которой граничит Амударьинский ОПБ, областей развития океанической коры вообще не обнаружено.

Степень удаленности от океана и характер структурной дифференциации континентальной окраины оказались на палеогеографии этих бассейнов, на формационной принадлежности заполнявших его осадков и на составе фоссилизировавшегося органического вещества (ОВ).

Перикратонная стадия, наиболее длительная, характеризуется спокойным погружением в сторону геосинклинали склона платформы, испытывавшего в отдельные моменты истории активное прогибание, компенсированное или не компенсированное осадконакоплением. На перикратонной стадии образовывались преимущественно платформенные формации. Их продолжительное устойчивое погружение обусловило значительную активность процессов генерации и эмиграции углеводородов (УВ), а исходный тип ОВ нефтегазоматеринских формаций определил первичную направленность нефтегазообразования.

В краевых бассейнах первой группы, развивавшихся на периферии континента, отлагались морские осадки, содержащие преимущественно планктоногенное ОВ. Его большие массы накапливались в бассейнах тропического и субтропического поясов, где биопродуктивность особенно высока. В этих бассейнах, имеющих карбонатное и терригенно-карбонатное выполнение, наибольшим углеводородообразующим потенциалом обладают доманикоидные и субдоманикоидные формации, сложенные битуминозными карбонатно-кремнистыми и карбонатно-глинистыми породами. Эти формации, образовавшиеся в депрессионных зонах шельфа с низкими скоростями седиментации, распространены в верхнем девоне Волго-Уральского и Предапалачского, в нижнем карбоне Среднеевропейского, в юре и мелу Персидского и других ОПБ. Накопление таких формаций в краевых депрессиях платформ происходило, вероятно, при значительном влиянии геосинклинальной области, поставившей путем апвеллинга — вертикальной циркуляции — на шельф питательные вещества, необходимые для "цветения" планктона, увеличения его биопродуктивности [Страхов, 1939].

Бассейны получили зачатки будущей нефтеносности на платформенных стадиях. Доманикоидные и субдоманикоидные формации обусловили не только массовое выделение жидких УВ, но в известной мере и принадлежность нефтей к определенному типу. Так, нефти двух преимущественно нефтеносных ОПБ — Волго-Уральского и Персидского, по классификации А.Э. Контаровича и О.Ф. Стасовой [1978], относятся к типу С¹. На большей части платформенной площади этих бассейнов, с которой связано накопление в основном жидких УВ, нефти имеют среднюю плотность (0,86), значительные концентрации серы (около 2%) и смолистых компонентов (20%). Средние содержания в них парафинов составляют

¹ При выявлении типов нефтей использовались многочисленные определения их состава из справочников, каталогов, монографий и отдельных статей [Нефти..., 1972; Нефти..., 1977; Каталог..., 1981; и др.].

4,5%. По углеводородному составу они ароматическо-нафтенно-метановые.

Краевые бассейны, возникшие внутри континентального блока на сочленении с широкой миогеосинклинальной впадиной, выполнены мощными терригенными и терригенно-карбонатными отложениями. Терригенной седиментации в краевом ОПБ иногда способствовало высокое стояние края платформы, которое приводило к ограниченному во времени и пространстве проявлению перикратонной стадии. Так, в истории формирования Амударьинского бассейна эта стадия обозначилась слабо, и большая часть бассейна в юрском периоде развивалась как внутриплатформенная структура.

В краевых ОПБ второй группы накапливались мелководно-морские и континентальные, часто терригенные осадки, в которых наряду с плактоногенным в значительном количестве захоронялось и ОВ, являющееся производным высшей наземной растительности. Главными нефтегазоматеринскими формациями являются угленосные и субугленосные. Они встречаются в газоносных Лено-Виллойском, Амударьинском, Тайваньском, Боуэн-Суратском и других ОПБ.

В газоносных бассейнах нефти локализируются в оторочках газовых и газоконденсатных залежей. В зоне газонакопления Лено-Виллойского и Амударьинского ОПБ распространены нефти двух типов — А и D. Первые — относительно легкие (0,84), бессернистые, малосернистые (0,3%), высокопарафинистые (>7%) и преимущественно метановые по углеводородному составу. Вторые обладают плотностью, превышающей 0,9. Тяжелым нефтям свойственны циклановые структуры высокой степени конденсированности. Алканы, особенно нормального строения, имеют низкие и очень низкие содержания.

Особенности развития краевых бассейнов на платформенной стадии предопределили первоначальную направленность процессов нефтегазообразования, создав предпосылки для нефтеносности одних ОПБ и газоносности других. При последующем формировании бассейна на стадии краевого прогиба наметившиеся тенденции в нефтегазообразовании могли получить наследованное или обратное развитие.

Стадия краевого прогиба, обычно кратковременная, является завершающей в развитии краевых бассейнов платформ. С ней связано формирование компенсационной депрессии, возникающей вследствие горообразования в геосинклинальной области и "накатывания" складчатых масс на платформу. Надвигообразование охватывает значительные площади, распространяясь на миогеосинклинальную область и собственно краевой прогиб. В современной структуре бассейнов краевой прогиб не всегда хорошо выражен. Так, Предкопетдагский и особенно Предверхоянский краевые прогибы, граничащие со складчатыми областями миогеосинклинальной приорды, отличаются от типично краевых общей редуцированностью, незначительной структурной дифференциацией и малой мощностью осадочного, главным образом молассового, выполнения [Пушаровский, 1960; Вальбе, 1977]. Это могло быть следствием недоразвития краевого прогиба или перекрытия его надвигом.

На стадии краевого прогиба формируются новые нефтегазоматеринские, коллекторские и экранирующие толщи. Нефтегазоносными ста-

новятся более молодые отложения. Они содержат залежи, часто отличающиеся по фазовому и углеводородному составу от тех, которые локализируются на платформенной территории ОПБ. Для краевых прогибов характерно интенсивное развитие катагенеза и даже динамокатагенеза, эффект воздействия которого на ОВ особенно велик в местах сочленения прогиба с надвиговой зоной. Здесь в Предуральском и Предверхоанском прогибах катагенетическая преобразованность ОВ превышает таковую на близких гипсометрических уровнях платформ на две-четыре градации [Калмыков, 1972; Конторович и др., 1974; Соколов, Япаскурт, 1982]. Аномальные преобразования ОВ в прогибе обусловлены, вероятно, воздействием мощных сил горизонтального сжатия, которое приводит к интенсивным деформациям пород, что, в свою очередь, сопровождается добавочными выделениями тепла в больших масштабах [Паталаха, Поляков, 1977]. По этим причинам многие прогибы и надвиговые пояса являются источниками газа и газоконденсата, образовавшихся в существенной мере за счет деструкции жидких УВ более ранних генераций.

В преимущественно нефтеносных Волго-Уральском и Персидском ОПБ углеводородопродуцирующие формации, накопившиеся в перикратонную стадию и стадию краевого прогиба, однотипны. Это карбонатные и доманикоидные формации. Однако в краевых прогибах появляются значительные количества газа. Нередко краевой прогиб (Месопотамский) или его отдельные части (Соликамская впадина Предуральского прогиба) сохраняют преимущественную нефтеносность, но и в этих случаях нефти характеризуются специфическими изменениями состава, которые являются следствием влияния газа или жестких термобарических условий формирования.

Так, в Месопотамском краевом прогибе и на сопредельной с ним мегатеррасе Газа, где располагается газонефтеносная зона ОПБ Персидского залива, в нефтях фиксируются некоторые отличия в физико-химических показателях при относительно устойчивом составе УВ. Эти изменения проявились в облегчении или утяжелении нефтей, что соответственно сказалось на выходе легких фракций, на содержании сернистых и асфальтово-смолистых компонентов. Однако наблюдающиеся изменения в составе нефтей Месопотамского прогиба не выходят за пределы типа С.

Более радикальные вариации состава нефтей прослеживаются в нефтегазоносных зонах Волго-Уральского ОПБ, приуроченных к Предуральскому прогибу и Жигулевско-Оренбургскому своду. В этих зонах нефти обладают существенной сернистостью (0,5–2%) часто при повышенных содержаниях парафина (7–10%), и характеризуются значительными концентрациями аренов, n-алканов и шестичленных цикланов. Такие нефти выделены автором в особый тип Е. Среди нефтей Приволжской моноклинали и Рязано-Саратовского прогиба, образующих оторочки газовых и газоконденсатных залежей, известны легкие и тяжелые, соответственно относящиеся, по А.Э. Конторовичу и О.Ф. Стасовой [1978], к типам А (алкановый, парафинистый) и D (циклановый).

Отмеченная "пестрота" в составе нефтей нефтегазовых зон Волго-Уральского ОПБ является следствием влияния больших масс газа. Он зарождался в жестких термобарических условиях краевых депрессий (Предуральский прогиб и Прикаспийская синеклиза) и мигрировал на сопредельные

платформенные земли, приводя к переформированию залежей. Миграция газа через нефтенасыщенные пласты в отдельных районах завершалась образованием твердых битумов.

В преимущественно газоносных бассейнах также иногда наблюдается определенная специфика в составе УВ залежей краевого прогиба и надвиговой зоны. В этих частях бассейна, где условия формирования залежей существенно отличаются от платформенных, встречаются нефтегазовые и битумоносные скопления. Они известны в Бенгальском, Тайваньском, Боуэн-Суратском и другие газоносных бассейнах краевых частей платформ. В Предкопетдагском прогибе Амударьинского ОПБ открыто месторождение Чирли с высокоароматическими нефтями (тип Е). В этом же месторождении выявлены горизонты со скоплениями твердых битумов. Предпосылки газоносности, заложенные на платформенной стадии, значительно усилились в ходе дальнейшей истории развития бассейна. Во многих бассейнах получила развитие зона глубинного газообразования, продукты которой, разгружаясь в верхние комплексы, переформировывали или разрушали небольшие нефтяные залежи ранних генераций.

Очевидно, фазовый и углеводородный состав нафтидов контролировался многими факторами, среди которых различаются первичные, действовавшие на платформенной стадии, и вторичные, возникшие на заключительной стадии становления структуры бассейна.

На перикратонной стадии определяется генерационный потенциал главных нефтегазоматеринских формаций, которые, постепенно погружаясь, попадают в область развития необходимых для генерации УВ температур. В краевых бассейнах с карбонатными, доманиковыми и доманикоидными формациями направленность процессов нефтегазообразования выражается в преимущественном нефтеобразовании и формировании нефтей типа С; в краевых бассейнах с терригенными, угленосными и субугленосными формациями доминирует газообразование, при котором накапливаются нефти типа А, не получившие широкого распространения.

На стадии краевого прогиба, кроме хорошо изученных факторов погружения отложений на большие глубины, начинают "работать" новые силы, ведущие к аномальным преобразованиям ОВ и специфическим изменениям состава УВ. Представляется, что это мощные тектонические напряжения горизонтального сжатия, повышающие энергетический уровень бассейна. В результате в наиболее мобильных зонах бассейна генерируются дополнительные массы УВ, часто преимущественно газообразных, которые, мигрируя на платформу, способствуют переформированию залежей.

Л и т е р а т у р а

Вальбе С.П. Тектоническое районирование зон сочленения послегеосинклинальных складчатых областей и платформ. — В кн.: Принципы тектонического структурно-формационного районирования Средней Азии. Ташкент: САНГИМС, 1977, с. 159–163.

Ван дер Линден, Виллем Ю.М. Сравнение пассивных континентальных окра-

ин и внутрикратонных рифтов. — В кн.: Континентальные рифты. М.: Мир, 1981, с. 338–343.

Зоненшайн Л.П., Поникаров В.П., Уфлянд А.К. О структурах, пограничных между платформами и геосинклинальными областями. — Геотектоника, 1966, № 5, с. 3–18.

Калмыков Г.С. Прогноз нефтегазо-

носности по стадиям преобразования угольного гумусового вещества. — В кн.: Научное обоснование направлений и методики поисковых и разведочных работ на нефть и газ в Пермском Прикамье. Пермь: ВНИГНИ, 1972, с. 287–294.

Каталог параметров региональной характеристики химического и индивидуального состава нефтей Советского Союза/Под ред. С.П. Максимова, Т.А. Ботневой. М.: Недра, 1981. 294 с.

Конторович А.Э., Полякова И.Д., Стасова О.Ф. и др. Органическая геохимия мезозойских нефтегазоносных отложений Сибири. М.: Недра, 1974. 192 с.

Конторович А.Э., Стасова О.Ф. Типы нефтей в осадочной оболочке Земли. — Геология и геофизика, 1978, № 8, с. 3–13.

Нефти и газы месторождений зарубежных стран: Справочник. М.: Недра, 1977. 327 с.

Нефти СССР: Справочник. Т. II. Нефти Среднего и Нижнего Поволжья. М.: Химия, 1972. 391 с.

Паталаха Е.И., Поляков А.И. Термический эффект тектонических деформаций. — Геология и геофизика, 1977, № 9, с. 14–22.

Полякова И.Д. Некоторые факторы, определяющие геохимическую характеристику нефтей и газов осадочно-породных бассейнов пограничного типа. — Геология и геофизика, 1982, № 11, с. 26–32.

Пушаровский Ю.М. Приверхоанский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии. — В кн.: Тектоника СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. 5. 236 с.

Соколов Б.А., Янаскурт О.В. Нефтегазоносность западной периферии Верхоянского складчатого сооружения и сопряженной окраины Сибирской платформы. — Геология нефти и газа, 1982, № 6, с. 10–15.

Страхов Н.М. Доманиковая фация Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1939. (Тр. ИГН АН СССР; Вып. XVI. № 6).

ным наложением процессов генерации, миграции и аккумуляции углеводородов (УВ), — одна из важнейших предпосылок для концентрации в их недрах значительных запасов нефти и газа.

Бассейны рифтового типа характеризуются разломно-блоковой тектоникой, высокими скоростями осадконакопления, высоким тепловым потоком, дифференцированным характером литофаций и термобарических условий в поднятых и опущенных блоках [Алиева, Кучерук, 1981]. Чаще всего в начале своего развития рифтовые впадины заполняются флювиально-озерными отложениями, которые на более позднем этапе сменяются морскими ингрессионными. Характерные обстановки ограниченных водоемов — тектонических озер на ранней стадии и полузамкнутых морских на поздней — способствуют созданию восстановительных условий и формированию осадочных отложений с высоким содержанием органического вещества (ОВ), а в аридном климате — также отложению эвапоритов, т.е. обеспечивают образование высококачественных нефтегазоматеринских пород и покрывшек. Особенно следует подчеркнуть высокий нефтегазоматеринский потенциал глинистых пород озерного генезиса [Robbins, 1983]. Этот факт, ранее практически игнорировавшийся, в последнее время подтвержден исследованиями в Восточно-Африканских рифтовых впадинах, где установлены нефтегазопроявления, и в нефтегазоносных бассейнах Восточного Китая, где мощность нефтегазоматеринских озерных отложений достигает 700–2000 м (нижний мел в ОБ Сунляо, палеоцен в ОБ Бохайвань) и открыт ряд крупных нефтяных месторождений (Шенли, Даган, Жэньцю) с запасами порядка 400 млн. т каждое [Li Desheng, 1982].

Дробление пород вдоль плоскостей сброса, быстрая эрозия поднятых бортов и внутренних горстов, горячие источники и вулканизм в рифтовых впадинах поставляют большое количество питательных веществ и растворов в болота и озера, результатом чего является высокая биологическая продуктивность, ведущая к накоплению автохтонного ОВ. Изоляция впадин тектоническими барьерами и стратификация водной толщи, возникающая в условиях теплого климата и подтока термальных вод, приводят к образованию бескислородного придонного слоя, развитию анаэробных бактерий и генерации метана и сероводорода. В процессе осадконакопления тонкозернистые, обогащенные ОВ озерные осадки оказываются в контакте с грубозернистыми отложениями пляжей, речных русел, дельт, осыпей подножий, аллювиальных конусов выноса, турбидитов. Син- и постседиментационное сбросообразование обеспечивает дополнительный тектонический контакт материнских пород и коллекторов. В этих условиях миграция УВ ранней генерации происходит на небольшие расстояния в тектонические, стратиграфические, литологические и комбинированные ловушки, приуроченные к поднятым внутренним и прибортовым блокам. В опущенных блоках возможно развитие седиментогенных "антиклиналей", образованных отложениями подводных конусов выноса и (или) мутьевых потоков и представляющих собой новый перспективный, но пока слабо изученный тип ловушек.

В зрелых рифтовых ОБ большую роль в формировании залежей нефти и газа играют генерация УВ также в трансгрессивных морских отложениях и их миграция по разломам и поверхностям несогласия. При этом УВ из стратиграфически более молодых материнских отложений, оказавшихся

УДК 553.981/982.061.33 (100)

Е.Р. АЛИЕВА, Е.В. КУЧЕРУК

ОСОБЕННОСТИ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ И НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ НА ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНЫХ ЭТАПАХ ЭВОЛЮЦИИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ (С ПОЗИЦИЙ ТЕКТониКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ)

Осадочные бассейны (ОБ), обычно укладываемые в "прокрустово ложе" той или иной классификационной ячейки в соответствии с их современной структурой, в действительности являются динамическими системами: на протяжении истории геологического развития того или иного региона в его пределах происходит смена ОБ различных тектонотипов со свойственными каждому типу особенностями нефтегазообразования и нефтегазонакопления. Наилучшей основой для геодинамической интерпретации результирующего ОБ является концепция тектоники литосферных плит. Она позволяет установить закономерную связь между последовательными этапами термической и динамической эволюции литосферы и отвечающими им типами ОБ. Такой эволюционный ряд включает ОБ: рифтовые, пассивной окраины континента, субдукционные и орогенные; конечным результатом многоэтапной эволюции являются сложно построенные внутри- и окраинно-континентальные мегабассейны [Кучерук, Алиева, 1983]. Длительное геологическое развитие ОБ, сопровождающееся при переходе от одного этапа к другому сменой их тектонотипов и многократ-

в опущенных блоках, могут мигрировать в более древние в пределах поднятых блоков, в том числе в континентальные отложения рифтового этапа, дорифтовые отложения и выветрелые трещиноватые породы фундамента. Горстовые зоны и моноклинальные блоки, сопряженные с грабенами, служат наиболее типичными региональными зонами нефтегазонакопления в бассейнах рифтового типа [Алиева, Кучерук, 1981].

Отсутствие или небольшие запасы промышленных отложений УВ в некоторых непогребенных рифтовых ОБ объясняются возможно, их сильной нарушенностью разломами и отсутствием хороших покрышек. Поэтому лишь быстрое погружение рифтовых комплексов и их перекрытие осадочными отложениями бассейнов последующих этапов эволюции обеспечивают не только сохранение в них ранее генерированных УВ, но и дополнительную генерацию.

Роль рифтового этапа в эволюции и нефтегазоносности ОБ трудно переоценить, поскольку к числу эпирифтовых принадлежат такие разнообразные ОБ, как внутри- и окраинно-кратонные прогибы и синеклизы, ОБ пассивных окраин, предгорных и межгорных прогибов. Рифтовые комплексы, содержащиеся в разрезе осадочного чехла этих ОБ, значительно увеличивают их нефтегазовый потенциал. Именно с этими комплексами часто оказываются связанными основные залежи УВ (Лабрадорский ОБ, грабены Вайкинг и Центральный Северного моря, ОБ Гипсленд, Карнарвон и Джозеф-Бонапарт в Австралии). В вышележащих структурно-стратиграфических комплексах большую роль в формировании скоплений УВ могут играть подток УВ из рифтового комплекса (Ангола, Бразилия и др.) и образование разнообразных ловушек в связи с разломно-блоковой тектоникой рифтовых структур.

Положение ОБ рифтогенных пассивных континентальных окраин в области сочленения континентальной и океанической коры обуславливает особенности их термического режима, высокую тектоническую мобильность, большую мощность осадочного чехла. Для этих ОБ характерно развитие соляно-купольной тектоники (за счет соли рифтового – раннеспринг-ового этапа), обширных карбонатных "платформ" с рифовыми постройками или мощных комплексов дельт – конусов выноса (часто вдоль отмерших ветвей рифтов или трансформных разломов).

С точки зрения нефтегазообразования особый интерес представляет существование на ранних стадиях формирования многих пассивных окраин прибрежных ОБ на утоненной континентальной или переходной (рифтовой) коре, ограниченных со стороны океана горстовидными зонами фундамента или вулканическими хребтами. Наличие этих барьеров способствует сохранению в течение длительного времени условий ограниченного водообмена, благоприятных для формирования нефтегазоматеринских пород типа черносланцевых толщ, широко известных в разрезе отложений мелового возраста на многих современных атлантических окраинах. Именно с такими отложениями ограниченных морских водоемов позднерифтовой – раннеспринг-овой стадий связаны основные материнские толщи в современных ОБ данного типа с установленной нефтегазоносностью. К этому же интервалу и вышележащим отложениям открытого моря приурочены основные залежи нефти и газа; их стратиграфический диапазон, в зависимости от возраста рифтогенеза и спринга, охватывает

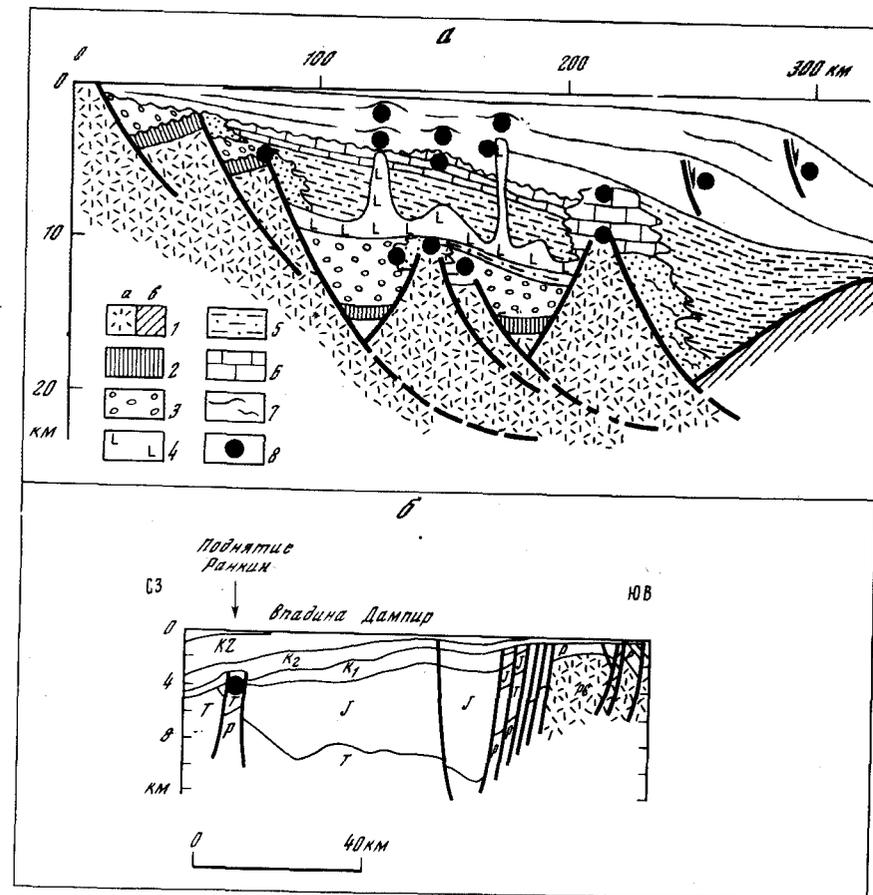


Рис. 1. Нефтегазоносность осадочных бассейнов современных пассивных окраин континентов

a – принципиальная схема размещения скоплений УВ: 1 – кора: *a* – континентальная, *б* – океаническая; 2 – отложения дорифтового этапа; 3 – отложения рифтового этапа; 4 – соленосные отложения; 5–7 – отложения этапа пассивной окраины: 5 – терригенные морские, 6 – карбонатные морские, 7 – аллювиально-дельтовые; 8 – положение в разрезе скоплений нефти и газа. *б* – внутренняя впадина Дампир и поднятие Ранкин в бассейне Карнарвон, северо-западный шельф Австралии, кружком показано крупнейшее конденсатно-газовое месторождение Норт-Ранкин (по Falvey, Mutter, 1981 г.)

различные горизонты от верхнего триаса до палеогена. Наиболее благоприятное положение для формирования залежей нефти и газа занимают поднятия фундамента, ограничивающие внутренние прогибы, и связанные с ними в перекрывающих осадочных отложениях барьерные рифы, соляно-купольные валы, зоны выклинивания, срезания, фашиального замещения. Все это определяет их роль как крупных зон нефтегазонакопления во многих ОБ пассивных окраин: Новошотландском, Кванза-Камерунском, Кампос, Карнарвон и др. (рис. 1).

Другой важной обстановкой нефтегазообразования и нефтегазонакоп-

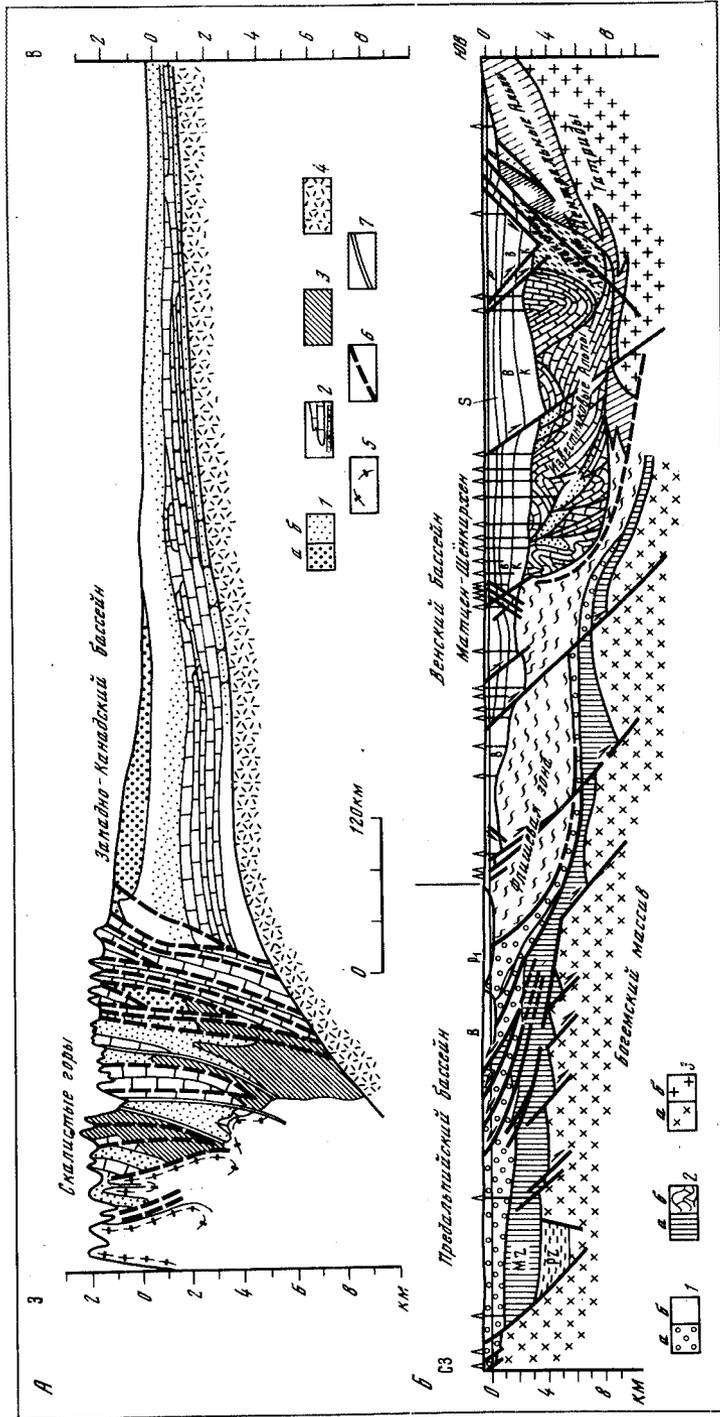


Рис. 2. Комплексы отложений древних бассейнов пассивных окраин в структуре современных орогенных бассейнов

А. Западно-Канадский предгорный бассейн (по Bally, Snelson, 1980 г.): 1 — отложения передового прогиба (орогенный комплекс); а — поздней стадии (KZ), б — ранней стадии (MZ); 2 — "платформенные" отложения (комплекс палеозойской пассивной окраины); 3 — более ранние "платформенные" отложения; 4 — докембрийский фундамент; 5 — активированный докембрийский фундамент, б — навалы; 7 — посторогенные слити и нормальные сбросы. Б. Предальпийский (предгорный) и Венский (межгорный) бассейны (по Kröhl, Wessely, 1973 г.; Kratochvíl, Ladwein, 1984 г.): 1 — молассовый орогенный комплекс; а — Предальпийского бассейна (Р — N), б — Венского бассейна (N); 2 — мезозойские комплексы древних пассивных окраин; а — автотонный, б — аллохтонный; 3 — кристаллический фундамент; а — докембрийский, б — преимущественно герцинский. Буквами обозначены ярусы: Р — паннонский, S — сарматский, В — баденский, К — карпатский

ления в ОБ пассивных окраин являются мощные дельтовые комплексы, содержащие как материнские породы, так и пласты-коллекторы. Наиболее типичные ловушки здесь — антиклинальные складки, связанные с конседиментационными сбросами ("сбросами роста"). Формирование залежей в этих условиях происходит за счет локальной латеральной и вертикальной миграции УВ внутри дельтового комплекса, в том числе по разломам. Характерные условия размещения залежей нефти и газа в ОБ пассивной окраины представлены в виде модели на рис. 1,а; рис. 1,б иллюстрирует положение крупной зоны накопления УВ Ранкин в ОБ Карнарвон.

В процессе дальнейшей эволюции ОБ пассивных окраин преобразуются или частично разрушаются, а их реликты входят в состав орогенных ОБ (предгорных и межгорных). При этом возможны следующие ситуации: а) отложения пассивной окраины, "содранные" субдуцирующей плитой и смятые в складки, образуют внешнюю, "миогеосинклиналиную" зону складчатых сооружений (Загрос, Восточные Кордильеры Канады (см. рис. 2,а); б) другая часть этих отложений может оказаться на больших площадях перекрытой по надвигам складчатыми сооружениями ("миогеосинклиналиными", "эвгеосинклиналиными" комплексами и древними кристаллическими и метаморфическими породами); в) в пределах передового прогиба отложения древней пассивной окраины перекрываются мощной толщей моласс; г) реликты комплекса пассивной окраины в форме автотонных, а чаще аллохтонных пластин слагают "фундамент" наложенных межгорных впадин (например, Венский ОБ (см. рис. 2,б)). Во всех этих случаях неметаморфизованные комплексы древней пассивной окраины остаются перспективными для поисков в них нефти и газа. Более того, в условиях перекрытия их молассами и (или) надвиговыми пластинами возможна дополнительная генерация УВ в материнских толщах этого комплекса и латеральная или вертикальная их миграция. Крупные скопления УВ в комплексах древних пассивных окраин известны во многих передовых прогибах (Месопотамский, Западно-Канадский, Аквитанский и другие ОБ) и обрамляющих их внешних зонах и надвиговых поясах складчатых сооружений (Загрос, Кордильеры и др.).

В разнообразных ОБ с у б д у к ц и о н н о й группы весьма интересны кремнистые вулканогенно-осадочные толщи, содержащие как материнские породы, так и коллекторы. Эти ОБ существуют по геологическим масштабам относительно недолго, разрушаясь частично или полностью в ходе орогенных процессов. Однако их реликты в составе ОБ собственно орогенного этапа могут существенно увеличить стратиграфический диапазон и перспективы нефтегазоносности последних (например, кремнистые сланцы Монтерей в Калифорнийских бассейнах; возможно, кремнистые сланцы Новакулитес в зоне надвигов Уошито). Роль материнских пород могут выполнять также богатые ОБ океанические осадки, "содранные" в процессе субдукции с океанической плиты и включенные в состав аккреционной призм.

Орогенные ОБ предгорных прогибов, формирующиеся на следующем этапе при столкновении континентальных частей литосферных плит, характеризуются на ранней стадии своего развития возникновением сопряженных морфоструктур: периферического поднятия (краевого вала) и глубоководной, часто не компенсированной осадконакоплением впадины

между этим валом с одной стороны и зачаточным горным сооружением — с другой. Как и в аналогичной ситуации на этапе пассивной окраины, в глубоководном прогибе с ограниченным водообменом происходит образование высокобитуминозных толщ "доманикового" типа, являющихся высококачественными нефтегазоматеринскими породами (верхний девон Предуралья, Тимано-Печорской области, Предапалачского региона, палеоген Восточного Предкавказья и Предкарпатья), а краевой вал и ассоциированные с ним ловушки различных типов благоприятны для формирования крупных зон нефтегазоаккумуляции (например, зона Прадхо-Бей — Кучерук на Аляске) [Кучерук, Алиева, 1985].

Существенные особенности генерации, миграции и аккумуляции УВ в предгорных и межгорных ОБ на позднеорогенной стадии связаны с развитием региональных зон надвигов [Кучерук, Алиева, 1982]. Срыв надвиговых пластин, часто происходящий на уровне нефтегазоматеринских глинистых толщ, может привести в контакт разновозрастные и ранее пространственно разобщенные нефтегазоматеринские породы и коллекторы. В связи с этим возможно формирование залежей в коллекторах континентального генезиса (песчаники Наггет в Скалистых горах США, песчаники свиты Капуни в бассейне Таранаки), трещиноватых изверженных и метаморфических породах (месторождения Кубы, Марокко). На ранних стадиях надвигообразования происходит преимущественно переформирование ранее существовавших залежей УВ. В дальнейшем образуются залежи в ловушках, генетически связанных с надвигами, а также в ранее непродуктивных из-за отсутствия покрышек структурах, впоследствии изолированных надвиговыми пластинами. Формирование новых залежей может происходить в значительной мере за счет интенсификации и дополнительной генерации УВ в результате резкого увеличения нагрузки, воздействия повышенных температур и динамических напряжений при надвигообразовании.

Сложно построенные внутри- и окраинно-континентальные мегабассейны, такие, как Большой Артезианский Австралии, Северо-Каспийский, Центрально-Европейский и другие, формируются в процессе длительной, многоэтапной эволюции в результате наложения по вертикали и сочленения по латерали палеобассейнов (или их частей) различных типов. Только изучение геодинамической эволюции таких ОБ может привести к правильному пониманию условий нефтегазообразования и закономерностей размещения залежей УВ в их недрах [Кучерук, Алиева, 1983].

Таким образом, выделение в разрезе современных ОБ структурно-формационных комплексов, отвечающих палеобассейнам последовательных этапов эволюции литосферы, и реконструкция условий нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции на каждом этапе и при переходе от одного этапа к другому могут способствовать существенному повышению эффективности поисково-разведочных работ на нефть и газ как в новых, перспективных, так и в старых, хорошо изученных нефтегазоносных регионах.

Л и т е р а т у р а

Алиева Е.Р., Кучерук Е.В. Рифтовая стадия развития осадочно-породных бассейнов и специфика их нефтегазоносности. — В кн.: Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Изд-во МГУ, 1981, с. 14—16.

Кучерук Е.В., Алиева Е.Р. О причинах высокой перспективности на нефть и газ зон надвигов. — Нефтегазовая геология и геофизика, 1982, № 12, с. 21—23.

Кучерук Е.В., Алиева Е.Р. Современное состояние классификации осадочных нефтегазоносных бассейнов. М.: ВНИИОЭНГ, 1983. 87 с.

Кучерук Е.В., Алиева Е.Р. Эволюция осадочных бассейнов и условия их нефтегазоносности на стадии перехода от пассивной окраины к передовому прогибу. — Геология нефти и газа, 1985, № 12, с. 4—11.

Li Desheng. Тектоническая характеристика нефтегазоносных бассейнов Восточного Китая. — Шию каньтань юй кайфа. Petrol. Explor. and Dev., 1982, № 2, с. 1—14.

Robbins E.I. Accumulation of fossil fuels and metallic minerals in active and ancient rift lakes. — Tectonophysics, 1983, vol. 94, N 1—4, p. 633—658.

УДК 552.578.2:553.98(47+57)

Л.И. ФЕРДМАН

ЭВОЛЮЦИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ В КАЙНОЗОЕ И ФОРМИРОВАНИЕ СКОПЛЕНИЙ ВЯЗКИХ И ТВЕРДЫХ НАФТИДОВ

Эволюционно-генетический подход к изучению истории развития нефтегазоносных бассейнов (НГБ) позволяет проследить основные этапы нафтидогенеза, каждый из которых соответствует определенному уровню развития НГБ. Появление вязких и твердых нафтидов (высоковязких нефтей и природных битумов) в углеводородном составе НГБ свидетельствует о переходе нефтегазоносного бассейна к стадии постепенного отмирания. Особое место в эволюции НГБ занимает кайнозойский этап.

В истории развития большинства нефтегазоносных бассейнов континентального сектора Земли кайнозойский этап явился важной вехой. Именно в кайнозое оформились и начали свое существование в качестве нефтегазоносных новообразованные бассейны предгорных и межгорных впадин и прогибов альпийских орогенических систем. Благодаря кайнозойским тектоническим движениям окончательно определились границы многих унаследованных НГБ молодых платформ. Существенные реконструкции, приведшие к необратимым процессам разрушения, претерпели НГБ древних платформ. При этом наиболее резкие качественные и количественные изменения в жизни НГБ связаны с новейшими тектоническими движениями, охватывающими по времени их проявления значительную часть кайнозойского этапа тектогенеза.

Вопрос о том, какую часть кайнозоы относить к новейшему этапу, является наиболее спорным. Периодически появляющиеся статьи свидетельствуют не только об отсутствии единого мнения, но и о различиях в подходе к решению проблемы. Это со всей очевидностью продемонстрировала дискуссия, развернувшаяся на Всесоюзном совещании по проблемам неотектоники в г. Таллине (1982 г.). Выяснилось, что далеко не однозначно трактуется понятие "новейшая тектоника". Нельзя также считать, что

современный рельеф Земли создан лишь новейшими движениями. При этом роль неотектоники не всегда являлась решающей в процессах рельефообразования. Появились и крайние взгляды, концентрированное выражение которых отражено И.П. Герасимовым, предложившим считать термин "неотектоника", и "геоморфологический этап" синонимами, что позволило ему опустить границу новейшего этапа до позднего мезозоя.

Детальный анализ существующих точек зрения показывает, что разные исследователи, исходя из различных представлений о характере новейших тектонических движений, по-разному определяют нижнюю границу последних, тем самым подчеркивая ее "скольжение".

На "скользящий" характер нижней границы неотектонического этапа указывают Н.И. Николаев, А.А. Чистяков, В.Е. Хаин, А.Ф. Грачев. Это же отмечают в объяснительной записке к карте новейшей тектоники СССР Н.И. Николаев, А.А. Наймарк.

Изучение характера тектонических движений на кайнозойском этапе развития нефтегазоносных бассейнов Земли позволило автору сделать вывод о том, что резкая активизация кайнозойского тектогенеза имеет место во всех бассейнах. Однако начало этой активизации (с которой большинство исследователей и связывают начало новейшего этапа) в бассейнах разных групп и регионов по времени не совпадает.

В ряде бассейнов нижняя граница опускается до палеоцена и эоцена, во многих — до олигоцена, а в некоторых поднимается до миоцена и даже плиоцена. В целом такое "скольжение" не представляется аномальным. Несовпадение или сдвиг начала тектонических эпох (байкальской, каледонской, герцинской, альпийской) в различных регионах — факт общеизвестный. Таким образом, неотектонические движения внутри кайнозойского этапа соответствуют по времени их проявления периоду активизации тектонических движений, начало которого варьирует от палеоцена—эоцена до плиоцена.

В предлагаемой статье основное внимание при анализе кайнозойского этапа эволюции НГБ уделено новейшей истории развития последних (неотектонике). Именно неотектоникой предопределены главные условия нефтидогенеза, осуществлявшегося на кайнозойском этапе эволюции осадочных бассейнов. Новейшие тектонические движения в решающей мере не только обеспечили генерацию углеводородов (УВ), формирование и пространственное распределение залежей нефти и газа во многих нефтегазоносных бассейнах, но и обусловили образование в широких масштабах скоплений вязких и твердых нефтидов — высоковязких нефтей и природных битумов.

Проблема условий образования и распространения продуктов превращения нефти — высоковязких нефтей и природных битумов — приобрела в последние годы особый интерес. Широкое развитие высоковязких нефтей и природных битумов в литосфере свидетельствует о значительности процессов образования этой группы нефтидов, имевших место, по-видимому, на протяжении всего фанерозойского этапа истории развития Земли, особенно в кайнозойское время.

Постепенное истощение запасов "нормальной" нефти в мире заставило обратить внимание на вопросы освоения нетрадиционных видов углеводородного сырья — высоковязких (или, как часто их называют, тяжелых)

нефтей и природных битумов. Даже весьма предварительные расчеты показывают, что освоение месторождений высоковязких нефтей и природных битумов значительно пополнит мировые запасы нефти. Вместе с тем степень изученности условий залегания и распределения скоплений высоковязких нефтей и природных битумов крайне незначительна, а разведанность запасов последних почти в 10 раз ниже по сравнению с "нормальной" нефтью [Лисовский и др., 1984].

Условия для превращения нефтей существовали на протяжении всей истории развития нефтегазоносных бассейнов — от времени их заложения до периода отмирания. Однако с особой четкостью они проявлялись на завершающем кайнозойском этапе эволюции НГБ в результате новейших тектонических движений.

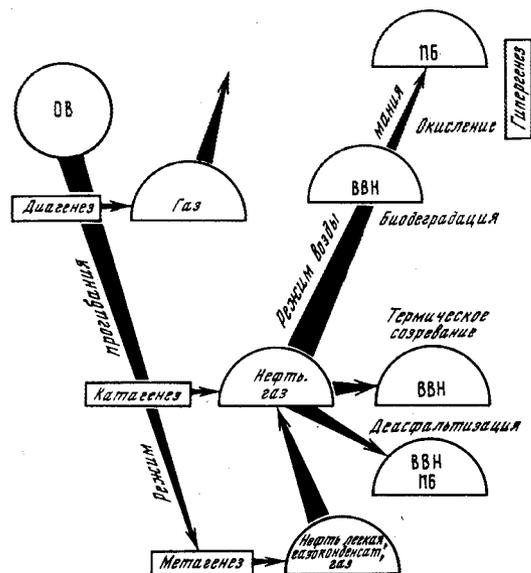
Все процессы нефтидогенеза, как известно, осуществляются внутри нефтегазоносного бассейна, представляющего собой пространственно-временную структуру. Эволюция нефтидогенеза во времени выражается рядом: эмиграция — миграция — аккумуляция — превращение нефтей. В свою очередь, масштабы и направленность процессов нефтидогенеза (в том числе и образование вязких и твердых нефтидов) тесно увязаны с уровнем эволюции самого НГБ (молодой, зрелый, древний), что убедительно показано в известной работе Б.А. Соколова [1980].

Как и в целом нефтидогенез, так и образование высоковязких нефтей и природных битумов, в частности, во многом зависят от особенностей тектонических движений. Формирование вязких и твердых нефтидов может осуществляться и в процессе прогибания, и в результате активного воздымания (рис. 1).

Если после того, как осадочный бассейн приобрел все черты нефтегазоносного, он находится в режиме преобладающего прогибания, то при перемещении нефтеносных пород в зону высоких температур и давления может иметь место термическое превращение нефти в залежах. В результате естественного крекинга в ловушках образуются метан и пиробитумы. Значительные масштабы приобретает процесс деасфальтизации, в результате которого происходит осаждение асфальтенов из нефти за счет низкокипящих УВ. Однако наиболее широкое распространение в бассейнах разных типов имеют скопления вязких и твердых нефтидов, образующихся при господстве режима преобладающего воздымания. Именно в этих условиях, когда скопления нефти и газа перемещаются в зону гипергенеза, осуществляются широкомасштабные процессы разрушения залежей нефти и формирование скоплений высоковязких нефтей и природных битумов. Доминирующими при этом являются процессы окисления и биодеградаци [Тиссо, Вельте, 1981].

Особую роль в процессах формирования скоплений вязких и твердых нефтидов сыграла заключительная (апифтная) стадия новейшего этапа эволюции бассейнов. Значительное воздымание, которое на этой стадии претерпели различные НГБ, привело к широкому развитию процессов превращения нормальных нефтей в бассейнах разных групп [Лисовский и др., 1984].

Среди новообразованных и унаследованных НГБ формирование скоплений высоковязких нефтей и природных битумов активно осуществлялось в бассейнах предгорных и межгорных прогибов — Азово-Кубанс-



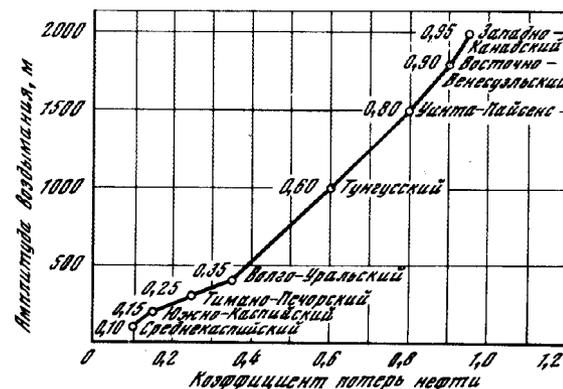
Р и с. 1. Схема эволюции нефтидогенеза в нефтегазоносных бассейнах

ком, Предкарпатском, Среднекаспийском, Ферганском, Ононском, Сахалино-Охотском и др. В группе древних (реликтовых) НГБ процессы превращения нефтей особенно широко протекали в бассейнах впадин и синеклиз древних платформ — Волго-Уральском, Тимано-Печорском, Тунгусском, Прикаспийском.

О зависимости масштабов превращения нефтей от активности поднятия НГБ можно судить на основании следующего факта. Известно, что одним из показателей, характеризующих размеры преобразованности нормальных нефтей в вязкие и твердые разности, является так называемый коэффициент потерь нефти.

При сравнении этих коэффициентов, рассчитанных И.С. Гольдбергом для различных НГБ, с амплитудой воздымания этих бассейнов на завершающей (апифтной) стадии новейшего этапа их развития, выявляется прямая зависимость между ними (рис. 2). Тектонические движения новейшего этапа сыграли решающую роль в пространственном распределении скоплений высоковязких нефтей и природных битумов в нефтегазоносных бассейнах. Подавляющее большинство скоплений вязких и твердых нефтидов тяготеет к зонам активизации новейших положительных движений.

В Волго-Уральском НГБ ореолы распространения скоплений высоковязких нефтей и природных битумов контролируются границами положительных структурных элементов с амплитудами новейших воздыманий 250–400 м. В Тимано-Печорском бассейне месторождения высоковязких нефтей и природных битумов связаны с валлообразными поднятиями, испытывавшими на заключительной стадии неотектонического этапа воздымание до 150–250 м. Значительной неотектонической активностью харак-



Р и с. 2. Зависимость коэффициента потерь нефти от амплитуды воздымания нефтегазоносных бассейнов на апифтной стадии новейшего тектонического этапа

теризуется Бузачинский свод, отнесенный к Северо-Устюртскому НГБ. Здесь Каражанбасское, Северо-Бузачинское и Каратурунское месторождения высоковязких нефтей связаны с зоной неотектонического воздымания, амплитуда которого превышает 300–400 м. Месторождения высоковязких нефтей Прикаспийского бассейна тяготеют к прибортовой зоне Урало-Эмбенских поднятий с амплитудами неотектонических поднятий до 300–400 м.

В новообразованных бассейнах предгорных и межгорных прогибов альпийских орогенов ореолы распространения скоплений высоковязких нефтей и природных битумов связаны с прибортовыми зонами, характеризующимися повышенными значениями амплитуд новейших воздыманий (до 500–1000 м). Достаточно отчетливо проявляется неотектонический контроль и в распределении локальных скоплений высоковязких нефтей. Все известные залежи высоковязких нефтей новообразованных и унаследованных НГБ связаны с локальными структурами — либо с образованными, либо со значительно активизированными на новейшем этапе тектогенеза. Это касается как сводовых залежей (Ван-Еганское, Русское, Чахнагляр), так и тектонически экранированных (Малгобек-Вознесенское, Карсак, Зыбза-Глубокий Яр, Умбаки и др.).

В реликтовых бассейнах скопления высоковязких нефтей и природных битумов приурочены к локальным структурам, в большинстве случаев претерпевшим на новейшем этапе значительный рост.

Изучение характера распределения скоплений высоковязких нефтей и природных битумов по классам и типам ловушек в различных НГБ показывает, что наиболее развиты скопления, связанные со структурными ловушками, активный рост которых происходил на кайнозойском этапе тектогенеза. Меньшим развитием характеризуются ловушки неструктурного класса. Подчиненное значение имеют ловушки, относящиеся к классам покровных излияний, асфальтовых озер и жильному.

Таким образом, на основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. В кайнозой процессы нефтидогенеза в нефтегазоносных бассейнах

входят в заключительную фазу, характеризующуюся главным образом разрушением скоплений нефти и газа на завершающей стадии новейшего этапа и превращением нефти в вязкие и твердые нафтиды. Тем самым еще раз доказывается неопровержимость идей о стадийности (или цикличности) процессов нафтидогенеза.

2. Пространственное распределение скоплений вязких и твердых нафтидов контролируется в основном неотектоническим фактором (в первую очередь размахом тектонических движений на завершающей аплифтной стадии), предопределяющим масштабы процессов гипергенеза и тем самым степень превращенности нормальных нефтей в вязкие и твердые разности.

Литература

Лисовский Н.Н., Халимов Э.М., Фердман Л.И., Климушин И.М. Формирование и пространственное распределение вязких и твердых нафтидов в нефтегазоносных бассейнах СССР. — В кн.: Месторождения нефти и газа. 27-й МК. Секция С. 13. Доклады. М.: Наука, 1984, т. 13, с. 37–45.

Соколов Б.А. Эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов. М.: Наука, 1980. 283 с.

Тиссо Б., Вельге Д. Образование и распределение нефти. М.: Мир, 1981. 501 с.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Неручев С.Г. Об эволюции нефтегазообразования в истории Земли	5
Эволюция органического мира и ее влияние на состав исходного органического вещества и нефтеобразование	17
Лопатин Н.В. Развитие нефтегазообразования в связи с эволюцией биосферы и геологических процессов	17
Парпарова Г.М., Неручев С.Г., Гинзбург А.И., Жукова А.В., Рудаевская В.А., Федорова В.А., Станичникова М.С., Файзуллина Е.М., Трушков П.А., Стахеева А.В. К вопросу об эволюции исходного материала и петрографических типов сапропелевого органического вещества разновозрастных доманикоидов	21
Лейфман И.Е. О влиянии эволюции растительного мира на процессы фоссилизации органического вещества	27
Баженова Т.К. Биоценотические аспекты нефтеобразования в отложениях палеозоя и верхнего протерозоя (на примере Сибирской платформы)	32
Корчагина Ю.И., Найденова О.А., Фадеева Н.П. Роль биоценозов в формировании нефтематеринского вещества древних толщ	38
Излев А.А. О причинах вариаций изотопного состава карбонатного и органического углерода в истории Земли	44
Шиманский В.К., Шапиро А.И., Воронкова Я.Н. Эволюция индивидуального состава углеводородов органического вещества пород в процессе катагенеза	47
Нестеров И.И., Гончаров И.В. Состав нефтей как отражение типа и условий фоссилизации исходного органического вещества (на примере Западной Сибири)	53
Моськина О.Д., Ищенко А.А., Рябенко В.А. Эволюция органического мира и ее влияние на состав органического вещества осадочных пород докембрия (на примере Украинского щита)	58
Сидоренко Св.А., Теняков В.А. Органический углерод в осадочно-метаморфических породах докембрия (новые данные)	63
Еременко Н.А. Источники энергии циклов нефтегазообразования	67
Особенности и масштабы нефтеобразования в осадочных бассейнах разных геологических эпох	75
Неручев С.Г., Зелченко И.А., Парпарова Г.М., Rogozina Е.А., Файзуллина Е.М. Сравнительный анализ процессов нефтегазообразования в разновозрастных отложениях доманикового типа	75

<i>Раaben В.Ф.</i> Максимумы генерации нефти и газа в разрезах фанерозоя	83
<i>Корчагина Ю.И.</i> Нефтегазопроизводящие свойства осадочных пород	90
<i>Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Карнюшина Е.Е.</i> Условия нефтеобразования в фанерозойских силицитах	95
<i>Четверикова О.П.</i> Оценка продуктивности нефтегазоматеринских пород	102
<i>Ларская Е.С.</i> Некоторые особенности миграционно-аккумуляционной стороны процесса нефтегазообразования	109
<i>Акрамходжаев А.М., Кириши А.В., Кушир М.И.</i> Масштабы нефте- и газообразования в недрах Узбекистана в связи с особенностями реализации генетического потенциала продуктивности органического вещества разного типа	115
<i>Шпак П.Ф., Лукин А.Е.</i> Условия нефтегазообразования и формирования залежей углеводородов в палеозойских отложениях Днепровско-Донецкой впадины	119
<i>Кирюхин Л.Г., Капустин И.Н., Размышляев А.А.</i> История нефтеобразования в палеозойском субокеаническом Прикаспийском бассейне	124
<i>Рогозина Е.А., Силина Н.П., Каплан З.Г., Файзуллина Е.М., Галишев М.А., Соловьева И.Л., Тарасова Т.Г.</i> Экспериментально-теоретическая модель преобразования гумусового органического вещества в катагенезе	130
<i>Григорьева Г.Ф., Нестеров И.И., Фишбейн В.Ю., Рыльков А.В.</i> Геохимическая модель термодеструкции органического вещества в катагенезе	140
<i>Белецкая С.Н., Маевская Г.В., Сергеенок Л.И.</i> Дифференциация состава микро нефти в процессе миграции	147
<i>Ушатинский И.Н.</i> Вещественный состав и нефтеносность кремнистых формаций осадочного чехла Западно-Сибирской плиты	151
Особенности нефтегазообразования в различных тектонотипах бассейнов	156
<i>Соколов Б.А.</i> Особенности нефтегазообразования в осадочных бассейнах различной тектонической природы	156
<i>Польстер Л.А., Висковский Ю.А., Садыкова П.И., Щерметьев Ю.Ф., Шустова Л.Г.</i> История геологического развития и реализации процесса нефтеобразования	164
<i>Максимов С.П., Золотов А.Н., Лоджевская М.И.</i> Условия нефтегазообразования на больших глубинах в нефтегазоносных бассейнах различных геотектонических типов	169
<i>Старобинец И.С.</i> Образование типов углеводородных флюидов в осадочных бассейнах с различными тектоническими условиями	174
<i>Кравченко К.Н.</i> Структурные рисунки и онтогенез нефти, газа и битумов в нафтидных бассейнах	179
<i>Иванов В.В., Щербань О.В.</i> К разработке моделей нефтегазообразования в бассейнах различных типов	188
<i>Полякова И.Д.</i> Нефтегазообразование в краевых бассейнах платформ	195
<i>Алиева Е.Р., Кучерук Е.В.</i> Особенности нефтегазообразования и нефтегазонакопления на последовательных этапах эволюции осадочных бассейнов (с позиций тектоники литосферных плит)	200
<i>Фердман Л.И.</i> Эволюция нефтегазоносных бассейнов в кайнозой и формирование скоплений вязких и твердых нафтидов	207

УДК 552.578.2

Неручев С.Г. Об эволюции нефтегазообразования в истории Земли. — В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 15–16.

Рассматриваются основные проблемы эволюции нефтегазообразования в истории Земли. Проведен анализ работ по трем главным темам: эволюция органического мира и ее влияние на состав исходного ОВ и нефтеобразование, особенности и масштабы нефтегазообразования в осадочных бассейнах разных геологических эпох, особенности нефтегазообразования в различных тектонотипах бассейнов.

Илл. 5, библиогр. 9 назв.

УДК 553.98.061.3

Лопатин Н.В. Развитие нефтегазообразования в связи с эволюцией биосферы и геологических процессов. — В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 17–21.

К основным рубежам развития мегабиосферы Земли, выделенным по признаку смены крупнейших морфофизиологических изменений в органическом мире, приведены этапы накопления нефти и газа. Утверждается, что наибольшие масштабы образования нефти связаны со временем неогобиосферы в позднем архее — раннем протерозое, а газа — акмеобиосферы в позднем палеозое — мезозое.

Илл. 1, библиогр. 5 назв.

УДК 552.578.2.061.311

Парпарова Г.М., Неручев С.Г., Гинзбург А.И., Жукова А.В., Рудавская В.А., Федорова В.А., Станичникова М.С., Файзуллина Е.М., Трушков П.А., Стахеева А.В. К вопросу об эволюции исходного материала и петрографических типов сапропелевого органического вещества разновозрастных доманикоидов. — В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 21–26.

Проведено сравнительное изучение исходного материала и петрографических типов сапропелевого ОВ разновозрастных доманикоидов (рифей—неоген). Показано, что эволюция фитопланктона слабо отразилась на составе исходной биоты доманикоидов. Сделан вывод, что однообразие сапропелевого ОВ разновозрастных доманикоидов связано главным образом с близким составом исходных организмов.

Библиогр. 19 назв.

УДК 550:552.57/58:550.47+56.017

Лейфман И.Е. О влиянии эволюции растительного мира на процессы фоссилизации органического вещества. — В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 27–31.

В ходе эволюции растительного мира изменения в его химическом составе и условиях существования вели к существенным изменениям захороненного ОВ. Рассмотрены изменения в молекулярных механизмах фоссилизации ОВ, связанные с эволюцией биосы, и их влияние на эволюцию генетических типов, типов накопления концентрированных форм ОВ, расширение источников ОВ нефтематеринских отложений.

Табл. 1, библиогр. 7 назв.

УДК 553.982.061.3:551.73(571.5)

Баженова Т.К. Биоценолитические аспекты нефтеобразования в отложениях палеозоя и верхнего протерозоя (на примере Сибирской платформы). — В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 32–37.

Проблема "биоценозы и нефтеобразование" рассматривается последовательно на трех уровнях: 1) биоценозы и валовое накопление ОВ; 2) биоценозы и степень липидности исходного материала ОВ; 3) биоценозы и углеводородный состав ОВ. Накопление ОВ, как и развитие биоценозов, подчиняется правилу направленности и периодичности. Установлено, что концентрации и состав ОВ зависят от состава и свойств биоценозов.

Ил. 2, библиогр. 7 назв.

УДК 553.982.061.3.5:551.73 (571.5)

Корчагина Ю.И., Найденова О.А., Фадеева Н.П. Роль биоценозов в формировании нефтематеринского вещества древних толщ. – В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 38–43.

В древних отложениях Тунгусского бассейна Сибирской платформы установлены два основных типа керогена, формирование которых обусловлено как литофациальными условиями седиментации, так и составом и структурой исходных биоценозов.

Ил. 1, библиогр. 5 назв.

УДК 550.4:547.9:546.02

Ивлев А.А. О причинах вариаций изотопного состава карбонатного и органического углерода в истории Земли. – В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 44–47.

Рассмотрены вероятные причины колебаний изотопного состава карбонатного и органического углерода в истории Земли. Показано, что эти колебания можно объяснить фракционированием изотопов в природной углеродной системе атмосфера – гидросфера – биосфера, возникающем при фотосинтезе в условиях периодического поступления в систему ювенильной CO_2 в орогенные периоды тектонических циклов.

Ил. 1, библиогр. 7 назв.

УДК 552.578.3:552.16

Шиманский В.К., Шапиро А.И., Воронкова Я.Н. Эволюция индивидуального состава углеводородов органического вещества пород в процессе катагенеза. – В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 47–52.

Исследование состава некоторых групп индивидуальных УВ ОВ разновозрастных пород доманикового типа (Волго-Уральская область, Западная и Восточная Сибирь) и результаты изучения продуктов ступенчатого термолитиза сланцев показали существование общих закономерностей изменения ряда соотношений между алканами, цикланами и аренами с увеличением степени катагенетического преобразования. Для изучения разновозрастных отложений составлено уравнение, отражающее совместное влияние палеотемпературы (температуры) и времени на параметр, характеризующий уровень катагенеза.

Табл. 4, ил. 2, библиогр. 13 назв.

УДК 553.982.2 (571.12)

Нестеров И.И., Гончаров И.В. Состав нефтей как отражение типа и условий fossilization исходного органического вещества (на примере Западной Сибири). – В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 53–58.

На материале Западной Сибири предпринята попытка проследить влияние типа ОВ на состав нефтей. Показано, что на изотопный состав нефтей fossilized ОВ и нефтей основное влияние оказывают степень окисленности исходного ОВ и наличие минерального скелета у продуцентов исходного ОВ. В зависимости от этого выделены четыре крайних типа осадконакопления и соответствующие им типы нефтей. Ил. 1, библиогр. 7 назв.

УДК (56,017:552.5):551.72(477)

Моськина О.Д., Ищенко А.А., Рябенко В.А. Эволюция органического мира и ее влияние на состав органического вещества осадочных пород докембрия (на примере Украинского щита). – В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 58–63.

На примере докембрийских отложений Украины установлено, что развитие органического мира в докембрии происходило в постепенно нарастающем темпе с наличием эволюционных взрывов, которые взаимосвязаны с геотектоническими перестройками земной коры и границами геологических систем. Выявленные в породах Украинского щита органические остатки представляют лишь небольшую часть того многообразия форм органического мира, который был развит в бассейнах осадконакопления.

Табл. 1, библиогр. 10 назв.

УДК 546.26:547 (552.5 + 552.4)

Сидоренко Св.А., Теняков В.А. Органический углерод в осадочно-метаморфических породах докембрия (новые данные). – В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 63–66.

Приводятся новые данные о распространенности органического углерода в углеродсодержащих (C_{org} 10%) и в обычных (C_{org} до 1%) осадочно-метаморфических породах докембрия. Дается расчет общей массы захороненного в них биогенного углерода.

Табл. 3, библиогр. 13 назв.

УДК 550:552.57/58:550.47

Еременко Н.А. Источники энергии циклов нефтегазообразования. – В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 67–74.

Рассматривается система порода – ОВ – вода, превращения ОВ в цикле нефтегазообразования и возможные источники энергии, необходимые для таких превращений. Источники энергии по отношению к рассматриваемой системе подразделяются на внутренние и внешние. Воздействие внутренних источников энергии наиболее существенно на первых этапах цикла нефтегазообразования, а внешних – на последующих.

Библиогр. 27 назв.

УДК 552.578.2.061.311

Неручев С.Г., Зеличенко И.А., Парпарова Г.М., Рогозина Е.А., Файзуллина Е.М. Сравнительный анализ процессов нефтегазообразования в разновозрастных отложениях доманикового типа. – В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 75–85.

Проведено сравнительное изучение превращения ОВ и генерации нефтяных и газовых УВ в разновозрастных отложениях доманикового типа (доманик – D_3 , баженовская свита – J_2 , кумская свита – P_2) в условиях нефтегазоносных бассейнов древней и молодой платформ и альпийского прогиба. Проведена оценка нефтегазоматеринского потенциала ОВ на этапе ГФН, рассмотрены динамика и интенсивность генерации жидких и летучих продуктов и эмиграции нефтяных УВ для каждого объекта. Показано определенное влияние возраста вмещающих РОВ отложений на механизм происходящих процессов.

Табл. 1, ил. 5, библиогр. 6 назв.

УДК 553.98:551.73/78

Раабен В.Ф. Максимумы генерации нефти и газа в разрезе фанерозоя. – В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 85–90.

Наблюдаемое распределение запасов углеводородов по стратиграфиче-

ским комплексам фанерозоя не соответствует генерационному, так как нередко их огромное количество мигрировало из других отложений. При отнесении запасов углеводородов к тем комплексам, в которых они образовались, установлено, что максимумы генерации нефти были в силур-девонское и раннемеловое, а газа в каменноугольно-пермское и поздне меловое время.

Ил. 2, библиогр. 3 назв.

УДК 553.982

Корчагина Ю.И. **Нефтегазопроизводящие свойства осадочных пород.** — В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 90–95.

Путем расчетов по методу материального баланса определены выход жидких и газообразных УВ из пород широкого стратиграфического диапазона. Выход метана варьирует от 0,01 до 6% в расчете на ОБ; теоретически возможный выход жидких УВ (расчет по C_{10}) за полную стадию мезокатагенеза — 20–30%. Удельная газопроductивность (m^3/m^3) пород находится в прямой зависимости от концентрации $C_{орг}$. Породы с содержанием $C_{орг}$ 0,03–0,2% не могут обеспечить промышленную нефтегазоносность недр.

Табл. 1.

УДК 552.578.3 (571.66)

Баженова О.К., Бурлин Ю.К., Карюшина Е.Е. **Условия нефтеобразования в фанерозойских силицитах.** — В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 95–102.

Рассматривается ОБ кремнистых пород разного возраста различных регионов. Установлено, что только фитогенные силициты, образовавшиеся за счет диатомей и других водорослей с кремневой функцией, характеризуются повышенным нефтематеринским потенциалом. Присутствие запасных липидов в указанных водорослях обеспечивает не только высокий нефтематеринский потенциал отложений, но и способствует его ранней реализации.

Табл. 2, ил. 2, библиогр. 14 назв.

УДК 553.98.061.32

Четверикова О.П. **Оценка продуктивности нефтегазоматеринских пород.** — В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 102–109.

Продуктивность нефтегазоматеринских пород определяется удельным количеством жидких и газообразных УВ, которые выделяются из $1 m^3$ породы. Эти величины рассчитываются на основании данных о содержании ОБ и коэффициентов выхода УВ, показывающих, какой процент от ОБ выделится в виде УВ. Коэффициенты колеблются от 0,1 до 10% от ОБ, а продуктивность породы — обычно от 10 до $2000 g/m^3$.

Табл. 1, библиогр. 2 назв.

УДК 553.98.061.33

Ларская Е.С. **Некоторые особенности миграционно-аккумуляционной стороны процесса нефтегазообразования.** — В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 109–114.

На основе обширной информации о концентрациях и составе миграционных битумоидов в терригенных и карбонатных коллекторских и экранирующих породах нефтегазоносных и непродуктивных комплексов и ловушек, на положительных структурах и за пределами их дано объяснение различия битумного фона нефте- и газоконденсатоносных комплексов и отсутствию следов миграции вне ловушек. Делается предположение о преобладании дисперсной формы перемещения нефтегазовых флюидов на путях латеральной

миграции. Предлагается комплекс битуминологических критериев прогнозирования нефтегазопроductивности зон нефтегазоаккумуляции и ловушек.

Библиогр. 4 назв.

УДК 552.5 (575.1+575.2)

Акрамходжаев А.М., Киршин А.В., Кушнир М.И. **Масштабы нефте- и газообразования в недрах Узбекистана в связи с особенностями реализации генетического потенциала продуктивности органического вещества разного типа.** — В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 115–118.

С учетом особенностей реализации генетического потенциала продуктивности ОБ разных типов, обусловленной десорбцией УВ из ОБ и их новообразованием в катагенезе, создан метод отдельной оценки масштабов генерации и эмиграции жидких и газообразных УВ, на основе которого уточнены прогнозные оценки отдельных районов.

Библиогр. 8 назв.

УДК 553.98:551.73 (477.5)

Шпак П.Ф., Лукин А.Е. **Условия нефтегазообразования и формирования залежей углеводородов в палеозойских отложениях Днепровско-Донецкой впадины.** — В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 119–123.

Проведен анализ процессов нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции в недрах Днепровско-Донецкой впадины. Показано, что размещение залежей УВ по фазовому состоянию определяется типом ОБ, степенью его катагенетической преобразованности и ретроградными взаимодействиями нефти и газа.

Библиогр. 4 назв.

УДК 553.98.061.3:551.73 (470.44.47)

Кирюхин Л.Г., Капустин И.Н., Размышляев А.А. **История нефтеобразования в палеозойском субокеаническом Прикаспийском бассейне.** — В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 124–130.

История геологического развития Прикаспийской впадины состоит из четырех основных этапов: рифейского рифтогенного, вендско-раннедевонского этапа формирования надрифтовой синеклизы, среднедевонско-раннепермского субокеанического глубоководного этапа и позднепермско-кайнозойского этапа компенсации прогиба и активного галокинеза. Процессы нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции непосредственно связаны с двумя последними этапами.

Ил. 1, библиогр. 4 назв.

УДК 552.578.3:552.574:552.16

Рогозина Е.А., Силина Н.П., Каплан Э.Г., Файзуллина Е.М., Галишев М.А., Соловьева И.Л., Тарасова Т.Г. **Экспериментально-теоретическая модель преобразования гумусового органического вещества в катагенезе.** — В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 130–139.

Широким комплексом теоретических, экспериментальных химико-битуминологических и физико-химических исследований обоснована экспериментально-теоретическая модель преобразования ОБ гумусовых углей в катагенезе. Согласно этой модели, на фоне непрерывного процесса преобразования ОБ выделены этапы наиболее существенной перестройки молекулярной структуры и генерации подвижных продуктов.

Ил. 4.

УДК 550.4.552.578.3.

Григорьева Г.Ф., Нестеров И.И., Фишбеин В.Ю., Рыльков А.В. Геохимическая модель термодеструкции органического вещества в катагенезе. — В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 140–146.

Термодеструкция керогенов РОВ преимущественно сапропелитового и гумитового типов (глины, турон, сеноман, Западная Сибирь) в инертной среде (80–580°C) позволила установить пять фаз: десорбции (100–120°C), нарастания термодеструкции (120–200°C), фазу термодистилляции (200–320°C), фазу газогенерации (свыше 360°C), активного разложения (выше 460°C). Выявлены принципиальные различия в преобразовании керогена гумито-сапропелитового и гумитового типов.

Ил. 2, библиогр. 9 назв.

УДК 552.578.2.061.333

Белецкая С.Н., Маевская Г.В., Сергеенок Л.И. Дифференциация состава микро нефти в процессе миграции. — В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 147–151.

Изучены закономерности дифференциации состава водных и газовых растворов микро нефти в результате изменения термобарических условий. Показана близость углеводородного состава микро нефти, выделяющейся из водных и газовых растворов при падении давления и температуры по гамме (C_{11-30} , с максимумом на C_{15-19}), и микро нефти, сохраняющейся в растворах (C_{8-20} , с максимумом на C_{8-11}), но обогащение фракций неуглеводородными компонентами очень резко отличается и колеблется от 5 до 98%.

Ил. 1, библиогр. 7 назв.

УДК 553.57.982(571.1)

Ушатинский И.Н. Вещественный состав и нефтеносность кремнистых формаций осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. — В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 151–155.

Рассматриваются химический и минеральный состав, строение, типы и разновидности пород кремнистых формаций (эоцен, верхний мел, верхняя юра) осадочного чехла Западно-Сибирской плиты. Эоценовая и меловая формации сложены диатомитами и опоками. Основными типами пород юрской формации являются высокобитуминозные, в различной степени глинистые силициты и кремнистые глины. Свободный кремнезем представлен главным образом биогенным халцедоном с примесью исходного опала. Состав и строение пород изменяются по разрезу и по площади распространения свиты, что наряду с другими факторами (пластовая температура и др.) определяет ее коллекторские возможности и нефтеносность.

Табл. 2, библиогр. 7 назв.

УДК 553.981:551.242

Соколов Б.А. Особенности нефтегазообразования в осадочных бассейнах различной тектонической природы. — В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 156–163.

Нефтегазоносность осадочных бассейнов независимо от их природы зависит от того этапа их развития, когда имеет место мощное осадконакопление в условиях появления раскрывающихся нарушений, обеспечивающих проникновение в осадочную толщу восходящих газово-жидких потоков. Эти потоки выступают как элемент теплопереноса и как мощное средство извлечения зрелых УВ из нефтематеринских пород и перемещения их в коллекторские горизонты.

Библиогр. 10 назв.

УДК 553.96.041:556.3:550.4

Польстер Л.А., Висковский Ю.А., Садыкова П.И., Шереметьев Ю.Ф., Шустова Л.Г. История геологического развития и реализация процесса нефтеобразования. — В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 164–168.

Рассматривается влияние режима тектонических движений, скорости и времени завершения основного осадконакопления на характер эволюции нефтеобразования. Доказано, что эти особенности геологического развития определяют условия, полноту реализации, непрерывность либо прерывистость процесса нефтеобразования.

Ил. 3, библиогр. 2 назв.

УДК 553.98.061:3

Максимов С.П., Золотов А.Н., Лоджевская М.И. Условия нефтегазообразования на больших глубинах в нефтегазоносных бассейнах различных геотектонических типов. — В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 169–173.

Рассмотрены условия нефтегазообразования в пяти нефтегазоносных бассейнах СССР различного геотектонического строения. Отмечены черты сходства, заключающиеся в глубинном строении глубоких впадин, интенсивности прогибания на отдельных этапах геотектонического развития и т.д. Показано, что недра глубоких впадин часто характеризуются пониженным геотермическим режимом, широким распространением АВПД, растянутым по вертикали катагенезом. На примере изменения с глубиной некоторых геохимических показателей делается вывод о возможности генерации УВ (в том числе жидких) на глубинах, превышающих 4–6,5 км.

Библиогр. 8 назв.

УДК 553.98.061.3:551.242

Старобинец И.С. Образование типов углеводородных флюидов в осадочных бассейнах с различными тектоническими условиями. — В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 174–179.

На основе обобщения материала по ряду регионов мира аргументировано влияние тектонотипа осадочных бассейнов на формирование углеводородных флюидов с различными геохимическими и физико-химическими показателями. Рассмотрены особенности распределения и состава нефтей, газов и газоконденсатов в геосинклинальных областях Альпийской складчатой зоны, эпиплатформенных орогенических областях, молодых и древних платформах.

Табл. 2, библиогр. 4 назв.

УДК 553.98.2.078:551.24

Кравченко К.Н. Структурные рисунки и онтогенез нефти, газа и битумов в нефтяных бассейнах. — В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 179–187.

Подчеркивается большая роль глубоких дниц бассейнов — областей массовой генерации УВ — в крупномасштабном нефтянонакоплении. Ведущим является процесс вертикального прорыва наиболее подвижных УВ, в особенности нижнего газа, изнутри дниц до надежных покрышек и латерального отеснения нефти и верхнего газа до зон распространения смкких ловушек в дницах и на бортах бассейнов.

Ил. 4, библиогр. 16 назв.

УДК 553.982.061:3

Иванов В.В., Щербань О.В. К разработке моделей нефтегазообразования в бассейнах различных типов. — В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 188–194.

Осуждаются некоторые теоретические вопросы, решение которых способствует развитию геолого-математических моделей нефтегазообразования в бассейнах разных типов.

Ил. 3. Библиогр. 25 назв.

УДК 552.578.2:553.98.061.3.100

Полякова И.Д. **Нефтегазообразование в краевых бассейнах платформ.** — В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 195–200.

Фазовый и углеводородный состав нефтидов контролируется многими факторами, среди которых различаются первичные, действовавшие на перикратонной стадии, и вторичные, возникшие на стадии краевого прогиба. На перикратонной стадии определялся генерационный потенциал главных нефтегазопроизводящих формаций и тип продуцируемых ими УВ. На стадии краевого прогиба имели место интенсивные преобразования ОВ и УВ.

Библиогр. 14 назв.

УДК 553.981/982.061.33(100)

Алиева Е.Р., Кучерук Е.В. **Особенности нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции на последовательных этапах эволюции осадочных бассейнов (с позиций тектоники литосферных плит).** — В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 200–207.

Рассмотрена специфика условий нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции в осадочных бассейнах, образующихся на последовательных этапах эволюции литосферы.

Ил. 2, библиогр. 5 назв.

УДК 552.578.2:553.98(47+57)

Фердман Л.И. **Эволюция нефтегазоносных бассейнов в кайнозое и формирование скоплений вязких и твердых нефтидов.** — В кн.: Эволюция нефтегазообразования в истории Земли. М.: Наука, 1986, с. 207–212.

В кайнозое большинство нефтегазоносных бассейнов претерпевает глубокие изменения, выражающиеся в постепенном разрушении скоплений нефти и газа и широком развитии процессов превращения нефти в вязкие и твердые нефтиды. Образование высоковязких нефтей и природных битумов предопределено, прежде всего, размахом восходящих тектонических движений на заключительной (апифтной) стадии новейшего тектонического этапа.

Ил. 2, библиогр. 3 назв.

ЭВОЛЮЦИЯ НЕФТЕГАЗООБРАЗОВАНИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

*Утверждено к печати
Научным советом по проблемам геологии
и геохимии нефти и газа
и ордена Трудового Красного Знамени
Институтом геологии и разработки
горючих ископаемых*

Редактор
И.Е. Лейфман
Редактор издательства
Н.М. Митяшова
Художник
С.А. Киреев
Художественный редактор
Л.В. Кабатова
Технический редактор
Н.А. Торгашова
Корректор
Л.А. Агеева

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 31379

Подписано к печати 11.02.86. Т — 06135
Формат 60 х 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 14,0. Усл.кр.-отт. 14,1
Уч.-изд.л. 16,9. Тираж 650 экз.
Тип. зак. 1135. Цена 2 р. 60 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485,
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовится к печати книга:

Вассоевич Н.Б. Геохимия органического вещества и происхождение нефти. 29 л.

В книгу вошли избранные статьи видного советского геолога-нефтяника члена-корреспондента АН СССР Н.Б. Вассоевича, касающиеся геохимии органического вещества, происхождения нефти, геохимии нефти и оценки нефтематеринского потенциала пород.

Для геологов, геохимиков, нефтяников.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга – почтой" "Академкнига"

- | | |
|--|---|
| 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 | 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22 |
| 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13 | 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 |
| 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95 | 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73 |
| 252030 Киев, ул. Ленина, 42 | 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 |
| 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2 | 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 |
| 197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7 | 310003 Харьков, ул. Чернышевского, 37 |
| 117192 Москва, Мичуринский проспект, 12 | |