

71:06-4/24

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ НЕФТИ И ГАЗА

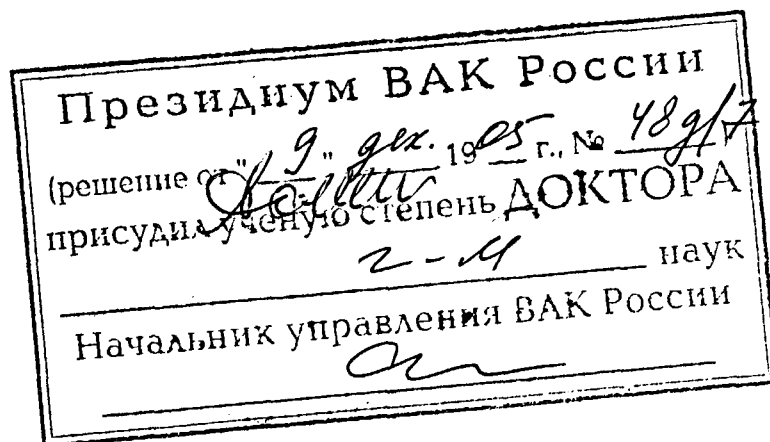
На правах рукописи

ФОМИН АЛЕКСАНДР НИКОЛАЕВИЧ

**КАТАГЕНЕЗ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И
НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ МЕЗОЗОЙСКИХ (ЮРА, ТРИАС)
И ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО МЕГАБАССЕЙНА**

25.00.09 - геохимия, геохимические методы поисков
полезных ископаемых

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук



НОВОСИБИРСК
2005

О Г Л А В Л Е Н И Е

В В Е Д Е Н И Е	5
Глава 1. ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ КАТАГЕНЕЗА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В МЕЗОЗОЙСКИХ И ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО МЕГАБАССЕЙНА	
1.1. Мезозойские отложения	15
1.2. Палеозойские отложения	26
Глава 2. СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ДИАГНОСТИКИ УРОВНЯ КАТАГЕНЕЗА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД	
2.1. Углепетрографические методы.....	32
2.1.1. Отражательная способность мацералов органического вещества.....	33
2.1.2. Показатель преломления мацералов органического вещества.....	49
2.1.3. Флуоресценция мацералов органического вещества.....	52
2.1.4. Визуальная диагностика уровня зрелости органического вещества.....	55
2.2. Палеонтологические методы.....	62
2.2.1. Окраска микрофоссилий.....	62
2.3. Физико-химические методы исследования керогена и битумоидов.....	65
2.3.1. Угলেখимические методы.....	65
Элементный состав органического вещества.....	66
Групповой состав органического вещества.....	69
2.3.2. Физико-химические методы.....	72
Пиролиз.....	72
Показатель термической устойчивости.....	75
Дифференциально-термический анализ.....	77
Электронный парамагнитный резонанс.....	80
Дифракция электронов.....	85
Инфракрасная спектроскопия.....	86
Состав асфальтенов.....	92
Биомаркеры.....	94
2.4. Минеральные индикаторы степени преобразованности осадочных пород и заключенного в них органического вещества.....	108

2.4.1. Качественные критерии.....	108
2.4.2. Количественные критерии.....	113
Межзерновые контакты.....	114
Физические свойства терригенных пород.....	116
2.5. Расчетные показатели катагенеза.....	119
Глава 3. КАТАГЕНЕЗ – ВЕДУЩИЙ ФАКТОР, КОНТРОЛИРУЮЩИЙ ГЕНЕРАЦИЮ УГЛЕВОДОРОДОВ И УСЛОВИЯ СОХРАННОСТИ ИХ ЗАЛЕЖЕЙ	
3.1. Этапы преобразования органического вещества и вмещающих пород.....	123
3.2. Шкала катагенеза органического вещества.....	127
3.3. Факторы катагенеза органического вещества.....	132
3.4. Типы катагенеза органического вещества.....	138
3.5. Температурная шкала градаций регионального катагенеза.....	145
3.6. Катагенез и зональность нефте – и газообразования.....	148
3.7. Катагенез нефтей.....	154
3.8. Распределение залежей углеводородов в осадочных бассейнах.....	161
3.8.1. По зонам катагенеза.....	162
3.8.2. По пластовым температурам вмещающих толщ.....	167
3.8.3. По глубинам залегания.....	177
3.8.4. Связь фазового состояния залежей углеводородов с генетическим типом органического вещества вмещающих толщ.....	183
Глава 4. КАТАГЕНЕЗ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ МЕЗОЗОЙСКИХ (ЮРА, ТРИАС) ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО МЕГАБАССЕЙНА	
4.1. Региональная зональность катагенеза органического вещества.....	190
4.1.1. Юрские отложения.....	190
Верхние горизонты юры.....	193
Базальные горизонты юры.....	205
Закономерности катагенеза органического вещества.....	217
4.1.2. Триасовые отложения.....	223
4.2. Глубинная зональность катагенеза органического вещества.....	228
4.3. Распределение залежей углеводородов по зонам катагенеза в юрско-триасовых отложениях и прогноз перспектив их	

	нефтегазоносности.....	249
Глава 5.	КАТАГЕНЕЗ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО МЕГАБАССЕЙНА	
5.1.	Катагенез органического вещества в кровле палеозойских отложений.....	261
5.2.	Глубинная зональность катагенеза органического вещества.....	282
5.3.	Перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений.....	291
5.3.1.	Нефтегазоносность палеозойских отложений.....	292
5.3.2.	Прогноз перспектив нефтегазоносности палеозойских отложений по уровню катагенеза органического вещества.....	296
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....		302
ЛИТЕРАТУРА.....		305
ПРИЛОЖЕНИЯ		
1.	Схематическая карта катагенеза органического вещества в кровле верхнеюрских отложений Западно-Сибирского мегабассейна.....	352
2.	Схематическая карта катагенеза органического вещества в базальных горизонтах нижней-средней юры Западно-Сибирского мегабассейна.....	353
3.	Схема распределения нефтяных месторождений по зонам катагенеза в верхнеюрских отложениях Западно-Сибирского мегабассейна.....	354
4.	Схема катагенеза органического вещества в кровле палеозойских отложений Западно-Сибирского мегабассейна.....	355

ВВЕДЕНИЕ

Диссертационная работа является результатом 30-летних исследований автором **проблемы** связи катагенеза (зрелости) органического вещества (ОВ) в осадочных толщах и их нефтегазоносности на примере уникального Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. Главным **объектом** исследований является рассеянное ОВ юрских, триасовых и палеозойских отложений на предмет установления уровня его зрелости.

Актуальность работы. Сравнительно хорошая изученность меловых резервуаров в мезозойско-кайнозойском осадочном чехле Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции делает весьма актуальной проблему поисков залежей углеводородов в глубокозалегающих толщах юры, триаса и палеозоя. Однако оценки нефтегазоносности этих комплексов весьма противоречивы и являются предметом острых дискуссий уже в течение нескольких десятилетий (с конца 60-х годов XX века).

Высокая нефтегазоносность верхнеюрских отложений особых споров не вызывает. О перспективах нефтегазоносности нижней и средней юры существуют различные точки зрения. Одни исследователи утверждают, что ниже- и среднеюрские толщи содержат значительные ресурсы как нефти, так и газа. Другие считают, что в северных районах эти отложения находятся на больших глубинах, претерпели существенный катагенез и поэтому мало благоприятны для сохранения нефтяных залежей. В них возможно нахождение лишь скоплений газа. Перспективы их нефтеносности могут быть связаны преимущественно с южной половиной региона. Осадочные отложения триаса вскрыты единичными скважинами и поэтому оценка их нефтегазоносности базируется в основном на общегеологических критериях.

О промышленной нефтегазоносности палеозойских толщ споры продолжаются уже многие годы. Еще в 30-е годы XX столетия многие исследователи (М.К.Коровин, Н.А.Кудрявцев, Д.Л.Степанов, Н.П.Туаев, М.М.Чарыгин и др.) при оценке перспектив нефтегазоносности Западно-Сибирского мегабассейна отдавали предпочтение палеозойским толщам, поскольку по обрамлению в них были обнаружены признаки нефтеносности. После открытия в мезозойских отложениях крупных месторождений нефти и газа осадочные комплексы палеозоя рассматривались лишь в качестве дополнительного резерва прироста запасов УВ (Ф.Г.Гурари, В.П.Казаринов, В.Д.Наливкин, И.И.Нестеров, Л.И.Ровнин, Н.Н.Ростовцев и др.).

С середины 60-х годов XX века, идею поисков углеводородов в палеозое Западной Сибири как самостоятельном этапе нефтегазоносности энергично развивал А.А.Трофимук. Его поддержали В.С.Вышемирский, Н.П.Запивалов, В.А.Каштанов, Н.П.Кирда, З.Я.Сердюк и др. В частности, они утверждали, что залежи нефти и газа в палеозое пока не обнаружены из-за ошибочной методики их поисков, проводившихся попутно с объектами в мезозойских отложениях. Другая группа исследователей (В.С.Бочкарев, Ф.Г.Гурари, О.Г.Жеро, А.Э.Конторович, И.И.Нестеров, Л.В.Смирнов, В.С.Сурков, А.Н.Фомин, А.С.Фомичев и др.) более осторожно оценивала и оценивает возможность нахождения крупных сингенетических залежей в этих толщах. Хотя за последние 30-40 лет в палеозойском комплексе открыто значительное количество залежей УВ, однако природа большинства из них является предметом дискуссий, так как в подавляющей массе они приурочены к зоне контакта палеозойских и мезозойских отложений. Очень важно выяснить, могли ли в палеозое при интенсивной складчатости и высоком катагенезе сохраниться сингенетические скопления нефти и газа.

От решения проблемы оценки перспектив нефтегазоносности глубоко погруженных комплексов юры, триаса и палеозоя во многом зависит выбор направлений геолого-разведочных работ, выработка стратегии лицензирования недр, формирование долгосрочной стратегии развития нефтегазового комплекса Западной Сибири. Исследование катагенеза органического вещества в этих комплексах является необходимым, в значительной мере определяющим компонентом оценки перспектив их нефтегазоносности. Этим определяется актуальность выполненной работы.

Цель и задачи исследования. Комплексом углепетрографических и физико-химических методов определить уровень зрелости ОВ в юрских, триасовых и палеозойских отложениях Западно-Сибирского мегабассейна. Установить влияние катагенеза на нефтегазоносность этих комплексов и дать прогноз их нефтегазоносности по уровню зрелости ОВ.

Для достижения этой цели автор должен был последовательно решать следующие задачи:

- на представительной коллекции образцов выработать рациональную методику диагностики уровня зрелости ОВ;
- установить глубинную зональность катагенеза в мезозойских и палеозойских отложениях, уточнить интервалы главных зон нефте- и газообразования;
- построить карты катагенеза органического вещества в основных нефтегазопроизводящих толщах Западно-Сибирского мегабассейна;

- установить связь нефтегазоносности юрских, триасовых и палеозойских отложений Западно-Сибирского мегабассейна с уровнем зрелости ОВ;
- выполнить прогноз нефтегазоносности юрских, триасовых и палеозойских отложений по условиям катагенеза органического вещества.

Фактический материал и методы исследования. Теоретической основой решения поставленной проблемы является учение о стадийности нефтегазообразования (Н.Б.Вассоевич, Д.Вельте, В.С.Вышемирский, А.Э.Конторович, Н.В.Лопатин, С.Г.Неручев, В.А.Соколов, Б.А.Соколов, Б.Тиссо, А.А.Трофимук, В.А.Успенский, Г.Т.Филиппи, Д.М.Хант и др.), получившее полное подтверждение в результате поисково-разведочных работ на нефть и газ во многих осадочных бассейнах мира.

В работе обобщены определения уровня зрелости органического вещества более чем в 12 000 образцах мезозойских и палеозойских осадочных пород. Коллекция для исследований была отобрана автором из керна скважин в ходе многочисленных и многолетних экспедиционных работ в геологических организациях Западной Сибири (ПГО «Уренгойнефтегазгеология», «Недра», «Ханты-Мансийскнефтегазгеология», «Заполярьегазгеология», «Удмуртгеология», «Ямалнефтегазгеология», «Обьнефтегазгеология», «Томскнефтегазгеология», «Пурнефтегазгеология», «Мегионнефтегазгеология», «Новосибирскгеология» и др.). Кроме того, были отобраны образцы из обнажений Полярного Урала и юга Западной Сибири (предгорья Алтая и Салаира). Отдельные пробы предоставлены сотрудниками ИГНГ СО РАН (С.Ю.Беляев, Л.Г.Вакуленко, В.С.Вышемирский, Ю.Н.Занин, В.А.Казаненков, Ю.П.Казанский, В.В.Казарбин, Н.П.Кирда, А.Г.Клец, М.А.Левчук, В.А.Маринов, В.И.Москвин, С.В.Сараев, В.Ф.Шугуров и др.), Новосибирскгеологии (Н.П.Запивалов, З.Я.Сердюк), ТомскНИПИнефть (В.И.Биджаков, И.В.Гончаров), СибНИИНП (М.Ю.Зубков), КНИИГиМС (Ю.А.Филипцов, Л.Н.Болдушевская), СибНАЦ (В.С.Бочкарев), КамНИИКИГС (Т.В.Белоконь).

Основной метод диагностики уровня зрелости органического вещества – углепетрографический. В работе использованы преимущественно данные автора (~10 000 анализов) по отражательной способности мацералов ОВ (в основном витринита), в меньшей мере материалы других исследователей. В морских и древних (нижний палеозой, докембрий) отложениях витринит отсутствует, и преобразованность определялась по псевдовитриниту (водоросли), для которого автором составлена шкала изменения показателя отражения с ростом катагенеза. Иногда для этих целей использовались сорбомикстинит и битуминит. Автором также разработан и на большом

фактическом материале апробирован метод определения катагенеза ОВ по отражательной способности мацералов ОВ в полированных аншлифах и шлифах пород без выделения керогена. В отдельных пробах (преимущественно палеозойских), в которых невозможно было провести углепетрографические исследования, катагенез ОВ определялся другими методами: элементный состав керогена, пиролиз ($T_{\max}$), плотность аргиллитов, биомаркерные показатели зрелости ОВ и др. Все анализы были выполнены в Лаборатории геохимии нефти и газа ИГНГ СО РАН, в составе которой автор работает с 1974 года.

При построении карт катагенеза при интерполяции и особенно экстраполяции данных были учтены структурные построения по отдельным горизонтам в осадочном чехле, схемы тектонического районирования и геологические карты палеозойского фундамента и др. (редакторы А.Э.Конторович, В.С.Сурков). С учетом этих материалов проведено районирование территории по виду зависимости $R^0_{vt} = f(H)$. Интерпретация всех имеющихся данных, позволила автору (при участии А.Э.Конторовича, В.О.Красавчикова, А.В.Истомина, О.Н.Погореловой и др.) построить новые версии схем катагенеза ОВ в верхних и базальных горизонтах юры, а также впервые схемы катагенеза ОВ в кровле триасовых и палеозойских отложений для всей территории Западно-Сибирского мегабассейна.

Защищаемые научные положения и результаты.

1. Разработан и на большом фактическом материале апробирован экспрессный метод диагностики уровня зрелости ОВ по отражательной способности мацералов ОВ в полированных аншлифах пород без выделения керогена. Это позволяет делать замеры практически в любых осадочных породах, содержащих даже малые количества ОВ.

2. В кровле юры катагенез ОВ изменяется в пределах градаций $ПК_3$ - $МК_3^2$ ($R^0_{vt}=0.4$ - 2.0%), а в подошве – $ПК_3$ - $АК_3$ ($R^0_{vt}=0.4$ - 5.0%). Распределение зон разной преобразованности ОВ в юрских толщах по территории региона – типичное проявление регионального статического катагенеза. На окраинах, во Внешнем поясе плиты, ОВ всего юрского комплекса преобразовано только до протокатагенеза ($ПК_3$). По направлению к центральным районам, в которых юрские отложения находятся на более значительных глубинах, катагенез постепенно нарастает и достигает максимума на севере, в пределах Тазовско-Гыданской региональной депрессии, где толщи погружались в зоны с жесткими термобарическими условиями. В кровле юры (J_3) уровень зрелости ОВ в областях максимального погружения достигает позднего мезокатагенеза ($МК_3^2$). В подошве юры (J_{1-2}) преобразованность ОВ, особенно в

северной части мегабассейна, выше и отвечает позднему апокатагенезу (AK_3). На большей части Обской ступени и по периферии Тазовско-Гыданской региональной депрессии юрские отложения находятся в главной зоне нефтеобразования (градации MK_1^{1-2} , $R_{vt}^0=0.50-0.85\%$) и в них сосредоточено подавляющее большинство нефтяных залежей. В северных и арктических областях осадочные толщи нижней и средней юры находятся в глубинной зоне газогенерации ($MK_3^1-AK_2$, $R_{vt}^0=1.15-3.50\%$). Из них получены притоки легких нефтей, жирного и сухого газа.

В кровле триаса уровень зрелости ОВ варьирует в пределах градаций $MK_1^1-AK_2$ ($R_{vt}^0=0.5-3.5\%$). По окраинам и в центре мегабассейна органическое вещество умеренно преобразовано ($MK_1^1-MK_2$, $R_{vt}^0=0.50-1.15\%$) и более высоко на севере ($AK_{1,2}$). В базальных горизонтах триаса северных районов катагенез ОВ достигает градации AK_3 ($R_{vt}^0 > 3.5\%$). Осадочные толщи триаса на большей части региона еще не вышли из главной зоны нефтеобразования. Однако террагенный состав ОВ этих отложений позволяет предполагать образование в них преимущественно газообразных УВ. На севере породы находятся в зоне глубинной газогенерации и в них возможно сохранение только газовых залежей. Промышленных месторождений углеводородов в этих толщах не обнаружено, а полученные притоки нефти из эффузивов триаса имеют, судя по составу УВ-биомаркеров, юрскую природу.

3. Катагенез ОВ в мезозойских толщах определяется глубинами их погружения и, соответственно, максимальными температурами, которым они подвергались. В отложениях мела, юры и триаса повсеместно происходит увеличение уровня зрелости ОВ с глубиной, но с разной интенсивностью, что зависит от характера теплового поля. В зонах интенсивного теплового поля возраст консолидации фундамента герцинский. Градиент катагенеза ОВ с глубиной особенно значителен в районах, где мезозойские отложения перекрывают гранитные массивы, а также вдоль рифтов и активных флюидопроводящих разломов (Шаимский, Красноленинский, Салымский, Колтогорский). На территориях с добайкальским возрастом складчатости фундамента (Предъенисейский бассейн), градиент катагенеза самый низкий. По глубинной зональности катагенеза ОВ в отложениях осадочного чехла уточнены интервалы локализации главной зоны нефтеобразования (ГЗН). На севере до глубин $\sim 3.6-4.2$ км толщи не вышли из ГЗН и могут представлять интерес для поисков нефтяных залежей. Ниже отложения находятся в глубинной зоне газогенерации и в них возможно сохранение залежей газа. Это подтверждается результатами нефтепоисковых работ. Все промышленные залежи нефти в Западной Сибири сосредоточены преимущественно на

глубинах до ~4.0 км. Ниже этого обнаружены скопления легких нефтей, сухого и жирного газа. На юге региона юрские толщи находятся в ГЗН.

4. Преобразованность ОВ в кровле палеозоя изменяется в пределах градаций $МК_2$ - $АК_3$ ($R^0_{вт}=0.85-5.0\%$). На большей части территории Западно-Сибирского мегабассейна уровень зрелости органического вещества отвечает среднему и позднему апокатагенезу (градации $АК_{2-3}$, $R^0_{вт}>2.50\%$). Между юрскими и палеозойскими толщами обычно отмечается существенный скачок в уровне катагенеза ОВ ($\Delta R^0_{вт}=1.0-4.0\%$), что указывает либо на значительную мощность размытых отложений перед началом формирования мезозойско-кайнозойского осадочного чехла, либо на значительную роль динамокатагенеза в эпохи тектонической активизации и складчатости. Высокий уровень катагенеза в палеозойских комплексах на большей части региона и вследствие этого практически полностью исчерпанный генерационный потенциал ОВ этих толщ не позволяют рассчитывать на сохранение в них крупных сингенетичных залежей УВ. В отложениях с более умеренным катагенезом ($МК_2$ - $МК_3^1$, $R^0_{вт}=0.85-1.55\%$) в Нюрольском и Предъенисейском бассейнах возможно нахождение скоплений легких нефтей и газа. На значительной территории этих бассейнов осадочные толщи палеозоя до глубин ~4.0 км находятся в ГЗН, и ОВ способно генерировать нефтяные углеводороды.

5. Сингенетичные залежи углеводородов в мезозое и палеозое приурочены к отложениям, находящимся в главных зонах нефте- и газообразования. В юре нефтяные месторождения обнаружены преимущественно в толщах с уровнем зрелости ОВ градаций $МК_1^{1-2}$ ($R^0_{вт}=0.50-0.85\%$), а газовые – $ПК_3$ - $МК_1^1$ ($R^0_{вт}=0.40-0.65\%$). Нефтяные залежи палеозоя находятся в толщах с уровнем зрелости ОВ градации $МК_2$ ($R^0_{вт}=0.85-1.15\%$). При более высоком катагенезе ($МК_3^1$ - $АК_1$, $R^0_{вт}=1.55-2.50\%$) из отложений мезозоя и палеозоя получены притоки сухого и жирного газа. В толщах с преобразованностью ОВ конца апокатагенеза и выше ($R^0_{вт} > 3.50\%$) отсутствуют скопления сингенетичных углеводородов.

Научная новизна работы. Личный вклад.

- Автором разработан и апробирован экспрессный метод диагностики уровня зрелости ОВ по отражательной способности мацералов ОВ в полированных аншлифах пород без выделения керогена. В морских и древних (нижний палеозой, докембрий) толщах определения выполнялись по псевдовитриниту (водоросли), для которого автором составлена шкала изменения показателя отражения с ростом катагенеза.

- На основе представительного фактического материала *впервые построены* схемы катагенеза ОВ для верхней части триасовых и палеозойских отложений на всю территорию мегабассейна. Интерпретация всех имеющихся данных (преимущественно автора) по уровню зрелости ОВ юрских толщ, с применением математического моделирования и компьютерных технологий, позволила построить *новые версии* схем катагенеза ОВ для кровли и подошвы юрских отложений.

- С учетом выделенных на схемах зон разной преобразованности ОВ, определены геологические условия катагенеза в мезозойских и палеозойских толщах: в первых проявился региональный статический катагенез, а в палеозойских наряду с ним существенную роль играл динамокатагенез.

- Установлена связь нефтегазоносности осадочных толщ с катагенезом ОВ: в юре нефтяные месторождения обнаружены преимущественно в отложениях с уровнем зрелости ОВ градаций $МК_1^{1-2}$, а газовые – $ПК_3$ - $МК_1^1$. Нефтяные залежи палеозоя приурочены к толщам с преобразованностью ОВ градации $МК_2$, иногда $МК_3^1$. При более высоком катагенезе ($МК_3^1$ - $АК_1$) из отложений мезозоя и палеозоя получены только притоки газа.

- Установленная глубинная зональность катагенеза ОВ в мезозойских и палеозойских осадочных отложениях Западно-Сибирского мегабассейна позволила:

- выявить, что на большей части территории между юрскими и палеозойскими толщами отмечается существенный скачок в уровне катагенеза ОВ ($\Delta R_{\text{в}}^0 = 1.0-4.0\%$);

- уточнить глубины нахождения главных зон нефте- и газообразования: до глубин ~4.0 км отложения мезозоя находятся в главной зоне нефтеобразования, а ниже в глубинной зоне газообразования.

- Установлена связь между нефтегазоносностью глубоких горизонтов и уровнем катагенеза в них: до глубин ~4.0 км (градации $МК_1^1$ - $МК_2$) в толщах были обнаружены залежи нефти и газа, в интервале 4.0-5.5 км ($МК_3^1$ - $АК_1$) получены притоки легких нефтей, сухого и жирного газа, а ниже (градации $АК_{2-3}$) отмечались лишь единичные газопроявления.

- По уровню катагенеза дан прогноз перспектив нефтегазоносности юрских, триасовых и палеозойских отложений: в толщах с уровнем зрелости ОВ градаций $ПК_3$ - $МК_2$ возможно нахождение нефтяных и газовых залежей, $МК_3^1$ - $АК_1$ – газа и легких нефтей, $АК_{2-3}$ – практически бесперспективны для поисков сингенетичных залежей углеводородов.

Теоретическая и практическая значимость результатов. Установленные закономерные связи катагенеза ОВ и сингенетичной нефтегазоносности являются существенным вкладом в теорию геохимических методов прогноза нефтегазоносности крупных территорий. Разработанный автором экспрессный метод диагностики уровня зрелости ОВ в аншлифах пород без выделения керогена позволяет определять отражательную способность мацералов практически в любых осадочных породах, содержащих даже малые количества органического материала. Созданная шкала отражательной способности псевдовитринита, дает возможность устанавливать катагенез ОВ в морских и древних толщах. Выполненные автором исследования уровня зрелости ОВ в юрских, триасовых и палеозойских комплексах Западно-Сибирского мегабассейна (глубинная зональность и карты катагенеза), служат важной и определяющей информацией при оценке перспектив их нефтегазоносности и прогнозе фазового состояния углеводородных флюидов.

Апробация работы. Основные положения диссертации докладывались автором (иногда соавторами) на семи Международных и 14-ти Российских конференциях и симпозиумах: «Бассейны черносланцевой седиментации» (г. Новосибирск, 1991); «Результаты работ по региональной научной программе “Поиск”» (г. Новосибирск, 1995); «Перспективы нефтегазоносности слабоизученных комплексов юго-востока Западно-Сибирской плиты» (г. Томск, 1995); «Результаты бурения и исследования ТСГ-6» (г. Пермь, 1995); «Нефтегазоносность палеозоя и протерозоя» (г. Пекин, 1995); «Геология и нефтегазоносность Надым-Тазовского междуречья» (п. Тарко-Сале, 1995); «Геохимическое моделирование и материнские породы нефтегазоносных бассейнов России и стран СНГ» (г. Санкт-Петербург, 1999); «Органическая геохимия нефтепроизводящих пород Западной Сибири» (г. Новосибирск, 1999); «Критерии оценки нефтегазоносности ниже промышленно освоенных глубин и определение приоритетных направлений геологоразведочных работ» (г. Пермь, 2000); «4-я Международная конф. по химии нефти и газа» (г. Томск, 2000); «Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа» (г. Москва, 2000); «Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирского мегабассейна» (г. Тюмень, 2000); «Поиски и добыча нефти в трудных условиях» (г. Санкт-Петербург, 2001); «Геологическое строение и горное образование» (г. Томск, 2001); «Теория нефтидогенеза и органическая геохимия на рубеже веков» (г. Новосибирск, 2002); «Химия нефти и газа» (г. Томск, 2003); «Актуальные фундаментальные и прикладные проблемы геологии и геохимии нефти и газа» (г. Новосибирск, 2004); «Эволюция тектонических процессов в истории Земли»

(г. Новосибирск, 2004); «Геологические модели строения и нефтегазоносность доюрского комплекса Западно-Сибирской геосинеклизы» (г. Тюмень, 2004); «Перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской нефтегазовой провинции» (г. Тюмень, 2004); «Региональная геология и углеводородные системы осадочных бассейнов Европы и России» (г. Прага, 2004).

По теме диссертации опубликовано лично и в соавторстве 122 работы.

Работа выполнена в Лаборатории геохимии нефти и газа Института геологии нефти и газа СО РАН (г. Новосибирск).

Структура работы. Диссертация состоит из пяти глав, введения, заключения и содержит список литературы из 544 наименований. Общий объем диссертации 355 страниц текста, включая 44 рисунка, 26 таблиц и 4 графических приложения.

Благодарности. Автор начинал свою деятельность в составе научной школы академика А.А.Трофимука и профессора В.С.Вышемирского. Последние пятнадцать лет он работает в научной школе академика А.Э.Конторовича. Большое влияние на становление автора как специалиста оказали общение и консультации с такими известными учеными, как А.К.Головко, Ф.Г.Гурари, О.Г.Жеро, Н.П.Запивалов, Ю.Н.Карогодин, В.А.Каширцев, В.А.Конторович, А.Р.Курчиков, Н.В.Лопатин, С.Г.Неручев, И.И.Нестеров, В.С.Сурков, Г.М.Парпарова, В.И.Москвин, И.Д.Полякова, Л.В.Ровнина, Е.А.Рогозина, П.А.Трушков, А.С.Фомичев, Т.В.Белоконь, В.С.Бочкарев, И.В.Гончаров, В.И.Горбачев, В.И.Горшков, Ю.Н.Занин, М.Ю.Зубков, Ю.П.Казанский, А.В.Каныгин, Н.П.Кирда, А.Г.Клец, В.А.Каштанов, А.И.Ларичев, В.Н.Меленевский, Н.В.Сенников, З.Я.Сердюк, Л.В.Смирнов, Е.И.Соболева, Ю.А.Филипцов, А.В.Хоменко, С.Л.Шварцев, Г.Г.Шемин, Б.Н.Шурыгин и др.

Не всегда выводы, полученные автором в ходе исследования, совпадали с позицией его учителей и некоторых из перечисленных выше ученых. Особенно это касается такого остро дискуссионного вопроса, как оценка перспектив нефтегазоносности палеозоя. Автор счастлив отметить, что они всегда проявляли понимание и уважение к его позиции.

При создании электронных схем катагенеза ОБ юрских отложений неоценимую помощь автору оказали специалисты ИГНГ СО РАН С.Ю.Беляев, Д.А.Дочкин, А.В.Истомин, Д.В.Косяков, В.О.Красавчиков, Д.В.Малев-Ланецкий, О.Н.Погорелова, О.П.Тропина и др. При диагностике уровня зрелости ОБ по данным физико-химических методов существенно помогли консультации Л.И.Богородской,

В.П.Даниловой, Е.А.Костыревой, В.Н.Меленевского, В.Ф.Шугурова, Т.С.Юсупова и др. Всем своим коллегам автор искренне благодарен.

С особой благодарностью вспоминает автор своего первого учителя и наставника на пути в науку – профессора В.С.Вышемирского и склоняет голову перед ним. За постановку проблемы, повседневное внимание, консультации и всестороннюю помощь при подготовке диссертации автор весьма признателен академику А.Э.Конторовичу.

Глава 1. ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ КАТАГЕНЕЗА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В МЕЗОЗОЙСКИХ И ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО МЕГАБАССЕЙНА

1.1. Мезозойские отложения

Изучение катагенеза органического вещества (ОВ) мезозойских отложений Западно-Сибирского мегабассейна были начаты довольно давно [Успенский, Радченко, 1953, 1956ф, 1958; Травин, 1955ф; Миронов, Ровнин, Казаринов, 1958; Ростовцев, 1958]. Единичные материалы свидетельствовали о слабой преобразованности ОВ по окраинам региона. По углехимическим данным уровень зрелости ОВ в отложениях готерив-баррема на Хантымансийской площади отвечает градации $ПК_3$ [Успенский, Радченко, 1953, 1958], а в юре достигает уже $МК_2$ [Геология и нефтегазоносность..., 1963]. Н.Б.Вассоевич (1958) по физическим свойствам пород предположил, что в центре мегабассейна ОВ кузнецовской и покурской свит отвечает грациям $ПК$, в готерив-барреме - $МК_1^2$, а в марьяновской и тюменской свитах - концу мезокатагенеза.

Открытие в 50-60 годах двадцатого столетия нефтяных и газовых месторождений в мезозойских отложениях Западно-Сибирского мегабассейна значительно повысило интерес к изучению катагенеза ОВ. Этой проблемой занимались И.И.Нестеров (1962), Ф.Г.Гурари с соавторами [Геология и нефтегазоносность..., 1963; Гурари, Нестеров, Ростовцев, 1964; Гурари, 1966]; Г.М.Парпарова (1963); Г.П.Сверчков (1963); А.Э.Конторович (1964); В.В.Иванцова, К.А.Черников (1965); В.И.Горшков (1966); П.А.Трушков (1966) и другие. Они отмечали, что от периферии мегабассейна к его центру катагенез ниже-среднеюрских отложений постепенно нарастает от грааций $ПК$ до $МК_2$ - $МК_3^1$. При этом темп карбонизации ОВ от западных окраин региона к центру выше, чем от восточных. По углехимическим данным, преобразованность ОВ увеличивается от протокатагенеза в отложениях готерив-баррема до граации $МК_2$ в юрских [Геология и нефтегазоносность... 1963; Гурари, Запивалов, Нестеров, 1964].

Используя установленную Н.Б.Вассоевичем (1958) связь между катагенезом ОВ и абсолютной пористостью глин, И.И.Нестеров (1962) для разных стратиграфических горизонтов построил карты плотностей пород. На них отчетливо прослеживается увеличение плотности глин к центру мегабассейна. На основе этих материалов он предположил, что в центральных частях региона катагенез ОВ нарастает от $ПК_3$ в кузнецовской и покурской свитах до $МК_3^2$ - $АК_1$ грааций в марьяновской и тюменской. В

отложениях готерив-баррема ОВ достигло $МК_1^2$. Позднее И.И.Нестеров с соавторами [Григорьева, Нестеров, Рыльков, 1976] это подтвердили на новом материале и показали, что нижнемеловые отложения центральных районов даже на глубинах ниже 4.0 км преобразованы не выше градации $МК_1^2$.

По углехимическим и углестрографическим данным впервые для южной половины Западно-Сибирского мегабассейна построены карты катагенеза ОВ нижне-среднеюрских, верхнеюрских и неокомских отложений [Конторович, Стасова, Фомичев, 1964]. Показано, что уровень зрелости ОВ возрастает от периферии к центру от градаций ПК до $МК_2$ в нижне-среднеюрских, до $МК_1^2$ - в верхнеюрских и до $МК_1^1$ - в неокомских отложениях. Позднее А.Э.Конторович с соавторами [Трушков, 1966; Парпарова, 1966; Конторович, Парпарова, Трушков, 1967; Условия формирования..., 1967; Нефтепроизводящие толщи..., 1967] построили первые карты катагенеза ОВ практически на всю территорию Западно-Сибирского мегабассейна (за исключением арктических районов) по следующим горизонтам: кровля и подошва заводоуковской серии, кровли марьяновской, тутлеймской, киялинской и вартовской свит. В подошве заводоуковской серии уровень зрелости ОВ изменяется в пределах градаций ПК- $МК_2$. Наиболее высоко преобразовано ОВ ($МК_1^2$ - $МК_2$) в Надымской гемисинеклизе, Уренгойско-Колтогорском желобе и на Нижневартовском своде (названия структур взяты из статьи «Тектоническое строение...», 2001). Эти зоны окаймляются участками с последовательно снижающимся катагенезом вплоть до градаций ПК. В кровле заводоуковской серии уровень зрелости ОВ не превышает градации $МК_1^2$, в марьяновской и тутлеймской свитах - $МК_1^{1-2}$. На бортах мегабассейна преобразованность ОВ (ПК- $МК_1^1$) ниже (аналогичные данные приводит и Е.А.Рогозина по западу региона). В кровле киялинской свиты катагенез ОВ отвечает ПК- $МК_1^2$ грациям. Слабая преобразованность ОВ (градации ПК) апт-альб-сеноманских отложений прослеживается в широкой полосе по периферии мегабассейна, а также на некоторых участках Сургутского свода, Александровского, Ямбургского и Нижнемессояхского междуречья. К центру катагенез достигает градации $МК_1^1$. Более высокая преобразованность ОВ аптских отложений ($МК_1^2$) установлена в Салымском районе и Надым-Тазовском междуречье. В базальных горизонтах юры центральных районов мегабассейна катагенез ОВ отвечает градации $МК_1^2$, а в наиболее погруженных частях Уренгойско-Колтогорского желоба - $МК_2$. Уровень зрелости ОВ нарастает вниз по разрезу. В центральных районах градация ПК₃ прослеживается до глубин 1.4-1.6 км, $МК_1^1$ - до 2.2-2.4 км, $МК_1^2$ - до 2.8-3.0 км, а ниже - $МК_2$. Авторы уточнили контуры зон катагенеза и предположили, что в северных районах он будет намного выше.

Значительный объем углепетрографических исследований выполнен И.И.Аммосовым и В.И.Горшковым (1965-1969, 1971), которые построили схемы катагенеза для подошвы заводоуковской серии и кровли вартовской. В заводоуковской серии ОВ преобразовано в пределах $МК_1^1$ - $МК_2$, а в вартовской свите - $ПК_1$ - $МК_1^1$ градаций. Авторы, как и другие исследователи, подчеркивают усиление катагенеза ОВ в одновозрастных толщах от периферии мегабассейна к центру. Повышенный катагенез ОВ отмечается в Мансийской синеклизе, в Уренгойско-Колтогорском желобе, а сравнительно низкий на Сургутском и Нижневартовском сводах.

В 1969 году А.Э.Конторович с соавторами (на материалах СНИИГГиМС, ВНИГРИ, НИИГА, ИГиГ СО РАН, ИГИРГИ, ЗСГУ) построили карты катагенеза ОВ мезозойских отложений Западно-Сибирского мегабассейна по следующим горизонтам: кровля среднеюрских отложений и подошва ниже-среднеюрских, а также для волжского и аптского ярусов. В базальных горизонтах юры уровень зрелости ОВ изменяется в пределах градаций $ПК$ - $МК_2$, а в апте - $ПК$ - $МК_1^1$. Общим для всех горизонтов является увеличение катагенеза ОВ от окраин мегабассейна к центру и северу. Для столь обширной территории подобные карты выполнены впервые. И.И.Нестеров (1969) показал, что уровень зрелости ОВ увеличивается от окраин к центру мегабассейна от градаций $ПК$ до $МК_1^2$ в ниже-среднеюрской; от $ПК_3$ до $МК_1^1$ (реже $МК_1^2$) - в верхнеюрской; от $ПК_3$ до $МК_1^1$ - в валанжинской; до $МК_1^1$ - в готерив-барремской; от $ПК_1$ до начала $МК_1^1$ - в апт-альбской и в пределах градаций $ПК$ (реже $МК_1^1$) в верхнемеловой толщах.

С добавлением нового углепетрографического материала А.Э.Конторович, П.А.Трушков и А.С.Фомичев [Геохимия мезозойских..., 1971; Геохимия юрских..., 1971] построили карты катагенеза ОВ по шести стратиграфическим горизонтам: подошва ниже-среднеюрских и кровля среднеюрских отложений, а также для волжского, валанжинского, аптского и сеноманского ярусов. От прежних карт они отличаются детальностью и значительным изменением контуров зон катагенеза на юге и севере мегабассейна. В подошве юры катагенез ОВ варьирует в пределах градаций $ПК$ - $МК_2$. На большей части территории региона уровень зрелости ОВ отвечает $МК_1^2$. Низкий катагенез ОВ зафиксирован по обрамлению мегабассейна, а повышенный - в Уренгойско-Колтогорском желобе и в северных районах. Примерно такой же уровень зрелости ОВ и особенности его изменения по территории отмечаются в верхних горизонтах средней юры. В кровле юрских отложений преобразованность ОВ несколько ниже и отвечает градациям $ПК$ - $МК_1^2$, а в апте обычно $МК_1^1$. Низкий катагенез выявлен

на окраине мегабассейна, а повышенный в северных районах. Вниз по разрезу уровень зрелости ОВ увеличивается от градаций ПК до МК₂ на юге мегабассейна и до МК₃¹ в наиболее погруженных участках на севере.

Г.М.Парпарова и С.Г.Неручев (1971) установили, что в центральных и западных районах мегабассейна ОВ тюменской свиты преобразовано в основном до градаций МК₁², в верхнеюрских толщах отвечает ПК-МК₁², в нижнемеловых - ПК-МК₁¹. Г.М.Парпарова, А.В.Жукова и М.Е.Каплан (1971) построили схему глубинной зональности катагенеза в Казымской опорной скважине № 1. Преобразованность ОВ вниз по разрезу увеличивается от градаций ПК-МК₁¹ в нижнем мелу до МК₁¹⁻² в верхней юре и до МК₁²-МК₂ в подошве юрских отложений.

А.С.Ровенская (1971) построила карты катагенеза ОВ по разным стратиграфическим уровням юры и мела на севере мегабассейна: базальные горизонты нижне-среднеюрских отложений, верхнеюрские-валанжинские, сеноманские, подошва апт-барремских. Затем ею с соавторами эти карты были уточнены [Метаморфизм органического..., 1971]. В основании юры катагенез ОВ изменяется в пределах градаций ПК₃-МК₂ и нарастает от бортов региона к центру (Красноленинский свод, Надымская гемисинеклиза) и северу (Гыданская НГО). В валанжинских отложениях эта тенденция сохраняется и уровень зрелости ОВ отвечает тем же градациям, только зоны высоко преобразованного ОВ занимают меньшие территории. Так, градация МК₂ прослеживается на отдельных участках Красноленинского свода и Гыданского полуострова. В сеноманских отложениях ОВ преобразовано в основном до градаций ПК-МК₁¹ и только в Гыданской НГО до МК₁².

И.Н.Ушатинский, И.И.Нестеров и Г.Ф.Григорьева (1972) по минеральным и органическим компонентам пород построили профиль глубинной зональности катагенеза субмеридионального простирания для центральной части мегабассейна. От его окраин по мере приближения к Уренгойско-Колтогорскому желобу уровень зрелости ОВ юрско-меловых отложений нарастает от градаций ПК-МК₁¹ до МК₁²-МК₂.

В монографии "Геология нефти и газа Западной Сибири" [Конторович, Нестеров, Салманов и др., 1975], были обобщены все имеющиеся к тому времени данные по уровню зрелости ОВ мезозойских отложений и уточнены построенные ранее схемы катагенеза ОВ по следующим стратиграфическим уровням: подошва юры, кровля средней юры, волжский, валанжинский, аптский и сеноманский ярусы. В базальных горизонтах юры уровень зрелости ОВ отвечает градациям ПК-МК₃¹ и нарастает от бортов мегабассейна к центру и северу. Наименее преобразовано ОВ (ПК) в Приуралье

(Саранпаульско-Сынинская моноклираль) и на восточной окраине мегабассейна, где эта зона узкой полосой протягивается от полярного круга на юг до Тегульдетской и Назаровской впадин. Переход от градации ПК₃ к МК₁¹ установлен на небольших участках Припайхойской зоны поднятий, в Ляминском прогибе и на большей части Северо-Сосьвинской гряды. На востоке и юго-востоке подобный катагенез в виде узкой полосы прослеживается в пределах Приенисейской и в северо-западной части Барабинско-Пихтовской моноклиналей, а на юго-западе - в районе Турино-Тобольской группы поднятий. От периферии к центру мегабассейна субконцентрически расположены зоны с более высоким уровнем зрелости ОВ. В центре катагенез ОВ достигает градации МК₁² и переходной к МК₂. На положительных структурах преобразованность ОВ в сводах ниже, чем на крыльях и в смежных впадинах. Подобная особенность изменения уровня зрелости ОВ по площади прослеживается и в более молодых отложениях при постепенном расширении зон низкого катагенеза. Так, на юге региона в кровле юры преобразованность ОВ редко превышает МК₁². Эта тенденция еще отчетливее прослеживается в волжских и валанжинских отложениях. В апте уровень зрелости ОВ в центре мегабассейна отвечает грациям ПК-МК₁¹. Впервые построена схема катагенеза ОВ для сеномана, которая существенно отличается от схемы по апту. В сеномане на большей части территории ОВ преобразовано в пределах градаций ПК, а в северных районах достигает МК₁¹.

С учетом новых углепетрографических данных Г.М.Парпарова, С.Г.Неручев, А.В.Жукова и др. [Катагенез и нефтегазоносность, 1981] внесли некоторые коррективы в прежние схемы катагенеза ОВ юрских и меловых отложений. В базальных горизонтах юры слабо преобразованное ОВ (градации ПК) встречено на западе, востоке и юго-востоке мегабассейна. В центральных районах катагенез ОВ достигает градации МК₂, а на севере (Надымская гемисинеклиза), как это предполагалось раньше А.Э.Конторовичем с соавторами [Нефтепроизводящие толщи..., 1967; Геохимия мезозойских..., 1971; Органическая геохимия..., 1974; Геология нефти..., 1975] - МК₃²-АК₁. В кровле юры катагенез несколько ниже. В южной половине мегабассейна он отвечает в основном градации МК₁² и лишь на отдельных участках (Красноленинский свод и др.) фиксируется переход к МК₂, а в северных районах достигает МК₃¹⁻² [Геохимические особенности..., 1984]. В верхнеюрских-валанжинских отложениях катагенез ОВ отвечает грациям ПК-МК₁², а в апте - переходу от МК₁¹ к МК₁². Существенно ниже преобразовано ОВ в сеномане: на большей части региона фиксируются градации ПК, а в северных районах начало МК₁¹. Построены графики

зависимости отражательной способности витринита от глубины погружения. Глубинная зональность катагенеза ОВ на севере мегабассейна отличается от центральных и юго-восточных районов меньшими глубинами начала мезокатагенеза, растянутым интервалом градации $МК_1^1$ и сокращенными для $МК_1^2$ и $МК_2$.

Л.В.Ровнина и В.И.Ручнов (1982) по показателю абсорбции микрофоссилий установили уровень зрелости ОВ баженовской свиты Среднего Приобья и Приуралья. В западной части мегабассейна ОВ отвечает грациям ПК, а в центре - $ПК_3$ - $МК_3^1$. Близкие данные о катагенезе ОВ баженовской свиты Среднего Приобья ($МК_1^1$ - $МК_2$) приводят и другие исследователи [Белецкая, Сергеев, 1980; Особенности развития..., 1986]. Повышенный катагенез ОВ зафиксирован в Салымском районе, на Красноленинском своде, в Надымской гемисинеклизе. Судя по углехимическим данным, в отложениях мела уровень зрелости ОВ ниже и не превышает граций $ПК_3$ - $МК_1^1$ [Нестеров, Шпильман, 1987].

А.Н.Фомин впервые установил уровень зрелости ОВ осадочных отложений триаса на юге Западной Сибири [Органическая геохимия..., 1984]. Наименее изменено ОВ на Ванжильской площади Томской области (грация $МК_1^1$). Здесь же на Западной площади катагенез заметно выше ($МК_1^2$). Сравнительно высокий для триаса катагенез ($МК_3^1$) зафиксирован на Стрежевой площади Нижневартовского свода. Мощный разрез осадочного триаса (1.2 км) вскрыт скв. Никольской-1 (Омская область). В верхних горизонтах толщи (3.3 км) преобразованность ОВ отвечает грации $МК_2$. С глубиной уровень зрелости нарастает, но довольно медленно: в интервале 3.4-3.7 км отмечается переход к грации $МК_3^1$ и на забое (4.5 км) не превышает конца этой же грации. Позднее автором [Фомин, 2001] установлен уровень зрелости ОВ этих отложений на севере мегабассейна. В кровле триаса ОВ преобразовано до грации $АК_1$, а в более глубоких горизонтах до $АК_2$. Построена схема размещения фактического материала по уровню зрелости ОВ в кровле осадочных отложений триаса Западно-Сибирского мегабассейна [Фомин, 2002]. Характерной особенностью рассмотренных отложений является практически отсутствие различий в катагенезе при переходе от юрских отложений к триасовым.

В.И.Ермаков и В.А.Скоробогатов (1984) построили карты катагенеза ОВ для кровли, середины и подошвы тюменской свиты, средней и верхней частей неокомского и средней апт-сеноманского комплексов Западной Сибири. В неокоме ОВ преобразовано в пределах граций $ПК_2$ - $МК_2$. Максимальный катагенез выявлен в Салымском и Красноленинском районах, а также на севере мегабассейна. Наименее изменено ОВ в

апт-альб-сеномане (ПК₂₋₃), в Надым-Тазовском междуречье отмечается переход к МК₁¹ (апт). В средней части тюменской свиты уровень зрелости ОВ варьирует от протокатагенеза до середины мезокатагенеза и выше. В ее кровле преобразованность ОВ от окраин к центру изменяется от градации ПК₂ до МК₂. Широкие вариации уровня зрелости ОВ зафиксированы в Салымском и Красполенинском районах (МК₁¹-МК₃²). Наименьший катагенез ОВ в Талинской зоне, к востоку он постепенно нарастает и достигает максимума в Пальяновской зоне поднятий [Ермаков, Скоробогатов, 1986]. Позднее эта тенденция в основном была подтверждена, а схема катагенеза ОВ в кровле тюменской свиты дополнена и детализирована [Фомин, 1992]. Автором показано, что в Пальяновской зоне катагенез ОВ не превышает градации МК₃¹. Кроме того, им была построена аналогичная схема для подошвы юры, где преобразованность ОВ изменяется в пределах градаций МК₁¹-МК₃¹. Наименьший катагенез ОВ (МК₁¹) установлен на Талинской, Ловинской и Галяновской площадях. Как в кровле тюменской свиты, так и в ее подошве наиболее высокий уровень зрелости (МК₂-МК₃¹) зафиксирован в северо-восточных районах (Лебяжья, Каменная, Средненазымская площади). На большей части территории катагенез ОВ отвечает градации МК₁².

Позднее В.А.Скоробогатов (1988) уточнил схемы преобразованности ОВ в кровле и подошве тюменской свиты, построил схемы глубинной зональности катагенеза юрских отложений Уренгойского и Пуровского районов, графики зависимости уровня зрелости ОВ от современных и палеотемператур, а также от палеоглубин погружения. Построена схема катагенеза ОВ для базальных горизонтов юры на севере Западной Сибири [Скоробогатов, Ермаков, 1990]. Как и у других авторов, ими подчеркивается нарастание преобразованности ОВ от периферии (МК₁¹⁻²) к центру и далее на север (АК₁₋₂). На западе Нурминского мегавала и востоке Большехетской мегавпадины уровень зрелости ОВ достигает градации АК₃. В кровле тюменской свиты катагенез ОВ заметно ниже. На юге Ямальской НГО он отвечает градициям МК₁¹⁻², затем к северу постепенно нарастает и достигает начала МК₃¹. Подобный катагенез зафиксирован на востоке Большехетской мегавпадины. В Гыданской НГО преобразованность ОВ отвечает в основном концу градации МК₂. В отложениях валанжин-готерива Ямальской и Гыданской НГО органическое вещество достигло лишь градаций ПК₃-МК₁², причем усиление катагенеза прослеживается в северном направлении [Скоробогатов, Леонгардт, Аверьянов, 1989]. Позднее В.А.Скоробогатов [Скоробогатов, 1995; Ермаков, Скоробогатов, Соловьев, 1997] детализировал свои прежние схемы катагенеза ОВ нижнемеловых и юрских отложений Надым-Тазовского междуречья. Построен график изменения показателя

отражения витринита с глубиной в Уренгойском районе. Показано, что на глубинах ниже 5.0 км в базальных горизонтах юры ОВ достигло градаций AK_{1-2} .

И.И.Аммосов, В.И.Горшков, Н.П.Гречишников и др. [Петрология органических..., 1987] обобщили результаты ранее выполненных исследований (собственных и других авторов) и построили несколько профилей глубинной зональности катагенеза на севере мегабассейна. По линии разведочных площадей Харасавэйская - Пангодинская уровень зрелости ОВ в меловых отложениях с глубиной нарастает от градации PK_2 до MK_1^2 , а в юрских - от MK_1^2 до MK_3^2 . На большей части профиля катагенез ОВ в подошве юры не превышает градации MK_3^1 , а в Надымской гемисинеклизе достигает MK_3^2 . Аналогичные особенности изменения катагенеза ОВ с глубиной отмечаются на профилях Танопчинская - Южно-Русская и Арктическая - Гыданская площади. На всех профилях прослеживается единая тенденция увеличения уровня зрелости ОВ от бортов бассейна к Надымской гемисинеклизе и дальше на север к Ямальской и Гыданской НГО. Так, преобразованность ОВ нижних горизонтов юры изменяется от протокатагенеза до конца мезокатагенеза, в верхнеюрских-валанжинских от градации PK_2 до MK_2 , а в баррем-аптских от PK_2 до MK_1^2 .

Т.П.Емец, Н.В.Лопатин и О.И.Симоненкова (1988) установили глубинную зональность катагенеза ОВ в тюменской свите Уренгойского района. Позднее с учетом новых пиролитических и углепетрографических данных по юре и триасу Нижнепурского прогиба, они эту схему уточнили и дополнили [Геохимические предпосылки..., 1997]. Показано, что градация MK_3^1 прослеживается в интервале 4.25-4.75 км, MK_3^2 - 4.75-5.30 км, AK_1 - 5.3-5.9 км, ниже - AK_2 . Пиролитическим методом эти авторы [Лопатин, Емец, Симоненкова, 1990; Лопатин, Емец, 1999] установили, что преобразованность ОВ баженовской свиты центральных и северных районов изменяется в пределах MK_1^1 - MK_2 градаций. Повышенный катагенез фиксируется в Салымском и Уренгойском районах. Они показали также, что уровень зрелости ОВ в нижней юре Среднего Приобья варьирует в пределах MK_1^2 - MK_2 градаций [Геохимические предпосылки..., 1997].

А.С.Ровенская и Н.Н.Немченко (1989) построили карты распространения и прогноза градаций катагенеза ОВ в основании юрских отложений, а также на срезе 5.0 км. Преобразованность ОВ увеличивается от бортов мегабассейна (градации PK_3 - MK_1^1) к центру (MK_1^2 - MK_2) и далее на север к Надымской гемисинеклизе и арктическим районам (MK_2 - MK_3^1 и выше). В базальных горизонтах юры максимальный катагенез ОВ (AK_1) зафиксирован в глубоко погруженных зонах Надым-Пурской НГО и северо-западной части Ямальской, а относительно низкий (MK_1^2 - MK_2) в Пур-Тазовской НГО.

На глубине 5.0 км предполагаются градации $МК_3^1$ - $АК_1$. Сокращенные зоны катагенеза ОВ прослеживаются на западе Надым-Пурской и севере Ямальской НГО. В пределах Тазовского и Гыданского полуостровов, наоборот, зоны растянуты.

В работе И.А.Олли с соавторами [Органическое вещество..., 1991] приведены углепетрографические материалы П.А.Трушкова и Е.И.Соболевой по базальным горизонтам нижней юры Томской области. Здесь ОВ преобразовано в пределах градаций $МК_1^1$ - $МК_2$ с преобладанием $МК_1^2$. В центральных частях прогибов и впадин уровень зрелости ОВ отвечает ГЗН, на остальной территории - ее началу. Более высоко преобразованы эти толщи на севере мегабассейна, где уровень зрелости ОВ варьирует от протокатагенеза на его бортах до апокатагенеза в глубоких горизонтах Надымской гемисинеклизы и Большехетской мегаинеклизы [Бостриков, Фомичев, 1991].

По данным К.Г.Рожковой (1993), преобразованность ОВ меловых отложений на севере мегабассейна по площади и разрезу изменяется в пределах ПК- $МК_1^2$ градаций. В верхнеюрских и кровле среднеюрских отложений преобладает градация $МК_1^2$. Вниз по разрезу катагенез ОВ нарастает и в базальных горизонтах юры достигает $МК_3^2$. Для Уренгойского района автором составлена схема глубинной зональности катагенеза.

Г.М.Парпарова, А.В.Жукова, Е.Л.Виноградова и др. [Новые данные..., 1993] обобщили углепетрографические и углехимические данные по уровню зрелости ОВ баженовской свиты Западной Сибири. Пониженный катагенез (градации ПК) отмечается в юго-западных районах. На востоке преобразованность ОВ отвечает в основном градации $МК_1^1$, а на юге - переходной к $МК_1^2$. В Среднем Приобье уровень зрелости ОВ соответствует градации $МК_1^2$. Аналогичные результаты по катагенезу ОВ баженовской свиты этого района получили позднее другие исследователи [Твердые битумы..., 1996; Лопатин, Емец, 1999]. Е.Л.Виноградова (1993) показала, что на севере мегабассейна преобразованность ОВ баженовской свиты отвечает грациям $МК_1^2$ - $МК_2$, тюменской - $МК_1^2$ - $МК_3^2$ и в триасе - $АК_{1-2}$. На основе собственных данных, а также с привлечением результатов других исследователей [Лопатин, Емец, 1984], ею построены схема глубинной зональности катагенеза ОВ в нижне-среднеюрских и триасовых отложениях, а также графики зависимости отражательной способности витринита от современной глубины и температуры.

В монографии "Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири" [Конторович, Сурков, Трофимук и др., 1994] обобщены имеющиеся к тому времени материалы по катагенезу ОВ нижнеюрских и верхней части среднеюрских отложений. В нижней юре на большей части территории мегабассейна ОВ находится в главной зоне

нефтеобразования (градации $МК_1^1$ - $МК_2$), а по периферии зрелость ОВ достигла лишь начала ГЗН. На севере региона, в наиболее погруженной его части, отложения нижней юры уже находятся в зоне глубинного газообразования, а в нижней части разреза полностью исчерпали свой генерационный потенциал. Показано, что генерация жидких УВ и возможность их сохранения от термодеструкции прекращается ниже 4.7 км, генерация УВ газов - глубже 5.0 км (такой прогноз вероятной нефтегазоносности нижних горизонтов юры на севере мегабассейна сделали А.Э.Конторович, Г.М.Парпарова и П.А.Трушков еще в 1967 году). Преобразованность ОВ в кровле средней юры возрастает от периферии региона (градации ПК) к центру ($МК_1^{1-2}$). В наиболее погруженной части Хантымансийской мегавпадины и на севере мегабассейна преобразованность ОВ отвечает $МК_1^2$ - $МК_2$. В подошве средней юры ОВ достигло апокатагенеза. Баженовская свита на большей части территории находится в ГЗН. В отложениях апт-альба северных районов катагенез отвечает градациям $ПК_3$ - $МК_1^1$.

Изучение нефтегенерационного потенциала ОВ и уровня его зрелости в нижнеюрских отложениях Ямальской и Гыданской НГО показало, что ОВ джангодской свиты достигло середины мезокатагенеза, а левинской - начала апокатагенеза [Москвин, Меленевский, Фомин, 1995]. Существенно ниже преобразованность ОВ базальных горизонтов юры в южных районах Западной Сибири (градации $МК_1^1$ - $МК_3^1$). Низкий катагенез ОВ установлен в районе Пыль-Караминского и Ажарминского мегавалов, а также на отдельных локальных участках ($МК_1^1$). На большей части территории ОВ отвечает градации $МК_1^2$. В наиболее погруженных частях (Уренгойско-Колтогорский желоб, Бакчарская и Усть-Тымская мегавпадины) фиксируется градация $МК_2$, а на отдельных локальных участках – $МК_3^1$ [Фомин, 1995].

По данным О.И.Бострикова и А.С.Фомичева (1995), ОВ верхней юры на обширной территории западнее Уренгойско-Колтогорского желоба преобразовано до градации $МК_1^2$, реже до начала $МК_2$. На его восточном борту подобный катагенез наблюдается лишь в некоторых районах. На севере и в глубоких прогибах преобразованность ОВ отвечает концу градации $МК_1^2$ - началу $МК_2$, а на окраинах мегабассейна - в основном $МК_1^1$. Апт-альб-сеноманские отложения на большей части территории не вышли из зоны протокатагенеза. В центре уровень зрелости ОВ отвечает $МК_1^1$, а в Уренгойском районе - $МК_1^2$. Позднее ими показано, что по территории мегабассейна преобразованность ОВ ниже-среднеюрских отложений изменяется в пределах $МК_1^1$ - $МК_3^1$ градаций [Юзвickий, Фомичев, Бостриков, 2000]. По данным других исследователей [Фомин,

2000; Катагенетическая зональность..., 2000] ОВ этих толщ на севере достигло апокатагенеза.

Довольно детально изучен катагенез ОВ мезозойских отложений в северных и арктических районах Западно-Сибирского мегабассейна. Установлена глубинная зональность катагенеза ОВ в этих толщах и с помощью компьютерных технологий построены схемы катагенеза для кровли и подошвы юрских отложений [Фомин, Дочкин, Красавчиков, 1999; Фомин, Конторович, Красавчиков, 2001]. Преобразованность ОВ в верхнеюрских отложениях изменяется в пределах градаций $ПК_3$ - $МК_3^2$, а в базальных горизонтах юры - $ПК_3$ - $АК_3$. На значительной части территории ОВ достигло конца мезокатагенеза и апокатагенеза. В региональном плане преобразованность ОВ юрских отложений нарастает от окраин к центральным и северным наиболее погруженным районам мегабассейна. Повсеместно происходит увеличение уровня зрелости ОВ с глубиной, но скорость этих изменений варьирует по площади. Наиболее высокий глубинный градиент изменений катагенеза ОВ выявлен в Ямальной и Гыданской НГО. Построены четыре профиля глубинной зональности катагенеза по линиям разведочных площадей: Ярудейская – Южно-Русская, Харасавэйская – Тазовская, Штурмовая – Западно-Таркосалинская, Варьеганская – Харампурская. В верхних горизонтах осадочного чехла наблюдается растянутая зональность катагенеза, а по мере приближения к фундаменту мощности последующих зон катагенеза заметно сокращаются. По отражательной способности витринита уточнены глубинные диапазоны главной зоны нефтеобразования в разных НГО: в Надым-Пурской она зафиксирована в интервале 2.9-3.8 км, в Пур-Тазовской 2.8-3.6 км, в Гыданской – 2.4-3.3 км, в Ямальной – 2.0-2.8 км. Отложения юры до глубин порядка 4.0 км еще не вышли из ГЗН, а ниже толщи находятся в зоне интенсивной газогенерации.

Довольно детально изучена глубинная зональность катагенеза ОВ в скв. Тюменская СГ-6, заложенной в центральной части Уренгойского желоба, полностью вскрывшей мезозойско-кайнозойский осадочный чехол и остановленной в верхних горизонтах палеозоя. В Институте геологии нефти и газа СО РАН были получены первые геохимические материалы (в том числе и по катагенезу ОВ), на основании которых оценен нефтематеринский потенциал триас-юрских отложений и дан прогноз нижних границ нефтегазонакопления [Геохимия доманикитов..., 1991]. Показано, что верхнеюрские отложения достигли уровня зрелости ОВ градаций $МК_1^2$ - $МК_2$ и еще не полностью реализовали свой нефтегазоматеринский потенциал. Нижне-среднеюрские отложения занимают значительный интервал разреза (3982-5588 м) и уровень зрелости в

них с глубиной изменяется от градации $МК_2$ до $АК_1$. Осадочные толщи триаса (5588-6490 м) находятся в зоне апокатагенеза ($АК_{1-2}$). Сделан вывод, что на глубинах ниже 4.5 км отложения претерпели существенные термобарические изменения и нефтематериинский потенциал ОВ постепенно снижается до минимума. Подобные исследования были продолжены [Фомин, 1995; Органическая геохимия..., 1996; Меленевский, Фомин, 1997; Фомин, Конторович, Красавчиков, 2001] и на более представительном геохимическом материале подтверждены и детализированы сделанные ранее заключения.

Значительный объем геохимических исследований в отложениях скв. Тюменская СГ-6 выполнен коллективом СНИИГГиМС [Борукаев, 1991; Нефтегазогенерационный потенциал..., 1995; Полякова, Борукаев, 1996, 1999], получившим близкие результаты. Е.И.Соболева по углепетрографическим данным построила схему глубинной зональности катагенеза триас-юрских отложений: нижняя граница градации $МК_1^2$ проходит на глубине 4.1 км, $МК_2$ – 4.7 км, $МК_3^1$ – 5.4 км, $МК_3^2$ – 5.7 км, $АК_1$ – 5.8 км, $АК_2$ – 6.1 км. Углепетрографические и пиролитические данные других исследователей [Лопатин, Емец, Зубайраев, 1996; Лопатин, Емец, 1998; Чахмахчев, Пунанова, Виноградова, 2003] не противоречат материалам вышеупомянутых авторов. Ими также подчеркивается, что характерной особенностью нижнеюрского и триасового разреза является бедный, а в триасе практически истощенный нефтегенерационный потенциал.

1.2. Палеозойские отложения

Нередко высказывались мнения о сильном и даже метаморфическом изменении палеозойских отложений Западной Сибири. Хотя М.М.Чарыгин (1933), Д.Л.Степанов (1934) и В.Г.Васильев (1937) считали, что преобразованность отложений палеозоя к востоку от Урала должна сильно уменьшаться, в связи с чем, в пределах Западно-Сибирского мегабассейна они могут быть нефтеносны. Единичные сведения по углеродному коэффициенту (C^r – 79.1-97.5%) пермских отложений Томь-Колыванской складчатой зоны позволили Н.Н.Ростовцеву [Геологическое строение..., 1958; 1961] предположить, что преобразованность ОВ палеозойского комплекса Западной Сибири изменяется от середины мезокатагенеза до глубокого апокатагенеза. Им выделены районы предполагаемого развития слабо преобразованных толщ палеозоя. Наличие в палеозое слабо измененных пород предполагали Ф.Г.Гурари и И.И.Нестеров (1964). Более точные материалы по катагенезу ОВ палеозойских отложений появились позднее.

В.С.Вышемирский с соавторами [Перспективы нефтеносности..., 1974; Катагенез органического..., 1976; Проблема нефтегазосности..., 1976] по материалам с 21 разведочной площади построили первую схему катагенеза ОВ для кровли палеозойских отложений на юго-востоке Западно-Сибирского мегабассейна, в основу которой положены результаты различных анализов. Ими показано, что преобразованность ОВ в кровле палеозоя варьирует в пределах градаций $МК_1^{1-2}$ - $АК_3$. Наименее изменено ОВ в северной части Нюрольского бассейна и по условиям катагенеза эти толщи практически не отличаются от базальных горизонтов мезозоя. Переходное состояние между градациями $МК_1^2$ - $МК_2$, установлено в Усть-Тымском бассейне и на востоке Томской области. Градация $МК_2$ занимает значительную часть территорий и приурочена к Нюрольскому бассейну, Уренгойско-Колтогорскому желобу, Каймысовскому и Нижневартовскому сводам. Преобразованность ОВ до апокатагенеза имеет ограниченное распространение. Градация $АК_1$ выявлена на Парабельском мегавале, а $АК_{2-3}$ на Александровском и Пыль-Караминском мегавалах, Каймысовском и Межевском сводах.

П.А.Трушков и А.С.Фомичев (1976) по результатам углепетрографических, углехимических и термических анализов с 14 площадей предложили для этой территории несколько иную схему катагенеза ОВ в кровле палеозоя. Материалы авторов свидетельствуют о существенных изменениях палеозойских толщ (градации $МК_2$ - $АК_3$). Пониженный катагенез ОВ ($МК_2$ - $МК_3^1$) зафиксирован в отложениях Нюрольского, Усть-Тымского, и, частично, Нарымско-Колпашевского бассейнов. Аналогичная преобразованность ОВ предполагается в Барабинском, Иртышском, Купинском, Югано-Покурском и Южно-Колтогорском осадочных бассейнах. В Тегульдетском бассейне уровень зрелости ОВ верхнепалеозойских отложений не превышает градации $МК_1^2$. По их мнению, в палеозое наиболее распространены геосинклинальные образования, ОВ которых преобразовано до апокатагенеза. Авторами подчеркивается, что между мезозойскими и палеозойскими толщами прослеживается существенный углефикационный скачок. Позднее это положение было детализировано и показана приуроченность зон повышенного катагенеза ОВ в подошве платформенного чехла к высоко преобразованным осадочным комплексам палеозоя [Иванцова, Трушков, Калмыков, 1981].

А.Н.Фомин впервые установил глубинную зональность катагенеза ОВ в палеозойских отложениях Западной Сибири [Запивалов, Плуман, 1977]. В скв. Малоичская-4 (Нюрольский бассейн) в интервале разреза 2.9-4.6 км преобразованность

ОВ изменяется от градации $МК_2$ до $МК_3^1$. С привлечением нового материала, А.Н.Фомин (1980, 1982) существенно расширил и детализировал, построенную ранее В.С.Вышемирским с соавторами схему катагенеза ОВ в кровле палеозоя. Комплекс методов (углепетрография, термография пород, углеродный коэффициент, плотность глинистых пород) позволил достаточно надежно обосновать степень преобразованности ОВ палеозоя на 84-х площадях. Установлено, что катагенез палеозойских отложений изменяется в пределах градаций $МК_1^2$ - $АК_3$. Наименее преобразовано ОВ на Мыльджинской и Лугинецкой площадях. На большей части территории уровень зрелости ОВ отвечает градации $МК_2$ (Нюрольский и Усть-Тымский бассейны и смежные районы). Преобразованность ОВ градации $МК_3^1$ выделена в Уренгойско-Колтогорском желобе и на прилегающих к нему участках Нижневартовского и Каймысовского сводов, а также в районе Ажарминского мегавала и Владимировского свода. Зона градаций $МК_3^2$ - $АК_1$ установлена на Ажарминском, Пудинском, Парабельском мегавалах и на отдельных локальных участках. Градации $АК_{1-2}$ зафиксированы в основном на Пайдугинском мегавале. Преобразованность ОВ конца апокатагенеза ($АК_{2-3}$) характерна главным образом для Александровского и Парабельского мегавалов, частично охватывает Каймысовский свод и Калгачский выступ.

На более представительном фактическом материале А.Н.Фомин [Органическая геохимия..., 1984] построил схемы катагенеза ОВ по нескольким стратиграфическим горизонтам промежуточного тектонического комплекса на юго-востоке мегабассейна. В отложениях силура - нижнего девона (Нюрольский бассейн, Ажарминский мегавал) уровень зрелости ОВ отвечает градациям $МК_2$ - $МК_3^1$, реже $МК_3^2$ - $АК_1$. Катагенез ОВ среднего-верхнего девона изменяется от среднего мезокатагенеза до глубокого апокатагенеза. Наименее преобразовано ОВ ($МК_1^2$ - $МК_2$) в Нюрольском бассейне. Градация $МК_3^1$ установлена на отдельных участках Ажарминского мегавала и Владимировского свода, а $МК_3^2$ - $АК_1$ - на Нижневартовском своде, Средневасюганском мегавале и в Нюрольском бассейне. В отложениях верхнего девона - нижнего карбона уровень зрелости ОВ изменяется в тех же пределах, что и в предыдущем горизонте. Градация $МК_2$ встречается преимущественно в Нюрольском бассейне, $МК_3^2$ - $АК_1$ - на локальных участках Средневасюганского и Пудинского мегавалов, $АК_{2-3}$ - в восточной части Парабельского мегавала. Катагенез ОВ в отложениях пермо-карбона установлен на отдельных локальных участках: градация $МК_2$ - в Усть-Тымском бассейне, $МК_3^2$ - $АК_1$ - на Западно-Сильгинской и Громовской площадях, $АК_{2-3}$ - на Тайдасской и Северо-

Мыльджинской. Автором построена также схема катагенеза осадочных образований складчатого фундамента, где ОВ преобразовано до градаций AK_{2-3} .

По разрезам глубоких параметрических скважин (Малоичская-4, Еллейгайская-2, Тамбаевская-3, Лугинецкая-170, Урманская-6, Калиновая-16, Майская-1), вскрывших палеозойские толщи на значительную мощность (от 962 до 1762 м), впервые построены два профиля глубинной зональности катагенеза в отложениях Нюрольского бассейна [Фомин, 1984]. Показано, что вниз по разрезу катагенез ОВ нарастает от градации MK_2 до MK_3^1 , а на отдельных площадях до MK_3^2 - AK_1 . Установлена также глубинная зональность катагенеза ОВ в палеозойских отложениях Вартовской и Новоникольской площадей Усть-Тымского бассейна. На первой практически отсутствует углефикационный скачок между подошвой юры (градиация MK_1^2) и кровлей палеозоя (MK_2), тогда как на соседней Новоникольской отмечаются существенные различия между преобразованностью ОВ в этих толщах (соответственно градации MK_1^2 и AK_1). Причем вниз по разрезу катагенез быстро нарастает и на забое (4.5 км) достигает градации AK_2 . Близкие результаты по Нюрольскому бассейну были позднее получены и А.Э.Конторовичем с соавторами [Нефтепроизводящие свойства..., 1986; Конторович, Богородская, Олли, 1991]. Ими показано, что в кровле палеозоя преобразованность ОВ отвечает градиациям MK_1^2 - MK_2 . Вниз по разрезу катагенез нарастает и на глубинах 3.8 км (скв. Лугинецкая-170) и 4.4 км (Еллейгайская-2) достигает градации MK_3^1 . Однако, на 5-ти из рассмотренных этими авторами площадей уровень зрелости ОВ существенно занижен. По их материалам, на Ванжильской и Ажарминской площадях преобразованность ОВ в девонских отложениях отвечает градации MK_1^1 . По нашим, а также по данным других исследователей, подобный катагенез ОВ зафиксирован в подошве юры, а в палеозое он достигает MK_3^{1-2} градаций. Аналогичные замечания можно сделать по Басмасовской и Северо-Мыльджинской площадям, на которых авторы указывают катагенез MK_3^{1-2} градаций. Наши результаты свидетельствуют, что здесь ОВ достигло уже AK_{2-3} .

А.Н.Фомин (1987, 1992) составил также схемы катагенеза ОВ палеозойских отложений для южных (Омская область), юго-западных (Курганская и Кустанайская области) и западных (Красноленинский свод) районов Западной Сибири. На юге наименее преобразовано ОВ на Омской (градиация MK_2) и Новоомской (MK_3^1) площадях. Начала апокатагенеза достигло ОВ на Тевризской площади, а на остальной части территории - конца апокатагенеза (Наталинская, Тайтымская, Георгиевская и другие площади). В юго-западных районах умеренный катагенез ОВ зафиксирован на

Лебяжьевской и Воскресенской ($МК_2$), а также на Варгашинской, Курганской и Дуванкульской ($МК_3^1$) площадях. Градации $МК_3^2$ - $АК_1$ установлены на Дмитриевской и Косолаповской площадях. Преобразованность ОВ конца апокатагенеза выявлена на Сухменской и Западно-Петуховской площадях. На Красноленинском своде уровень зрелости ОВ изменяется в пределах градаций $МК_3^2$ - $АК_3$. Наименее преобразовано ОВ на Ловинской, Елизаровской, Средненазымской и Талинской площадях ($МК_3^2$ - $АК_1$). На остальной части территории ОВ достигло конца апокатагенеза ($АК_{2-3}$). Аналогичный уровень зрелости ОВ зафиксирован и южнее - на Узбекской, Толумской, Убинской, Трехозерной, Андреевской и других площадях Шаимского района [Фомин, Меленевский, Данилова, 1995]. Пиролитические материалы позволили Н.В.Лопатину с соавторами [О природе нефти..., 1985] заключить, что ОВ палеозойских отложений Горелой площади Хантымансийской впадины достигло глубокого апокатагенеза.

Несколько позднее А.Н.Фомин (1994) построил схему катагенеза ОВ палеозойских отложений Среднего Приобья. Уровень зрелости ОВ здесь изменяется в широком диапазоне шкалы катагенеза (градации $МК_2$ - $АК_3$). Наименее преобразовано ОВ ($МК_2$) в отложениях пермо-карбона Усть-Тымского бассейна. Градация $МК_3^1$ зафиксирована в южной части Нижневартовского свода. Уровень зрелости ОВ градаций $МК_3^2$ - $АК_1$ выявлен на Нижневартовском своде, Александровском мегавале и на смежных с ними участках. Значительную часть территории занимают отложения с катагенезом ОВ градации $АК_3$, реже $АК_2$ (Нижневартовский свод и смежные участки). Эти данные подтверждены результатами пиролиза [Фомин, Меленевский, Данилова, 1995]. Показано, что ОВ палеозойских отложений Среднего Приобья практически полностью исчерпало нефтегенерационный потенциал. Аналогичные выводы содержатся в работе Н.В.Лопатина с соавторами [Геохимические предпосылки..., 1997].

Новый фактический материал, позволил А.Н.Фомину (1995, 1997) существенно дополнить и изменить построенную ранее [Фомин, 1980] схему катагенеза ОВ палеозойских отложений юго-востока Западно-Сибирского мегабассейна. Для обоснования границ зон катагенеза ОВ использована тектоническая схема доюрского фундамента Томской области под редакцией В.С.Суркова (1994). На рассматриваемой территории уровень зрелости ОВ в кровле палеозоя варьирует в пределах градаций $МК_2$ - $АК_3$. Наименее преобразовано ОВ в Усть-Тымском (запад) и Нюрольском бассейнах ($МК_2$). В последнем эта градация прослеживается до глубин порядка 4.0 км и ее мощность достигает 1.0 км. Градация $МК_3^1$ имеет ограниченное распространение и встречена преимущественно в пределах Ажарминского прогиба. Преобразованность ОВ

градаций $МК_3^2$ - $АК_1$ выявлена в различных частях рассматриваемой территории и фиксируется как на отдельных локальных площадях, так и в пределах довольно крупных блоков (север Нюрольского бассейна, юг Нижневартовского свода, запад Усть-Тымского бассейна). Значительную часть территории занимают палеозойские отложения, претерпевшие сильные изменения (градация $АК_3$, реже $АК_2$).

Уровень зрелости ОВ палеозойских отложений [Фомин, 1999-2001] определен на ряде разведочных площадей северных районов Западно-Сибирского мегабассейна (Надым-Тазовское междуречье, Ямальская НГО). Установлено, что толщи палеозоя испытали существенные термобарические преобразования (градации $МК_3^2$ - $АК_3$). Наименее изменено ОВ на Новогодней, Вэнгапуровской и Западно-Вэнгапуровской площадях ($МК_3^2$). Начала апокатагенеза ($АК_1$) достигло ОВ в кровле палеозойских отложений (3810 м) на Комсомольской площади. Вниз по разрезу уровень зрелости ОВ быстро нарастает: на глубине 4.0 км фиксируется переход к градации $АК_2$, а на 4.35 км - к $АК_3$. Начало $АК_1$ установлено на Верхнеколикъеганской площади, а на Северо-Варьганской, Южно-Русской и Новопортовской площадях ОВ достигло конца этой градации. Более высокий катагенез ($АК_2$) отмечается на Верхнекаралькинской, Ютырмальской, Бахировской и Ярудейской площадях. Начало градации $АК_3$ выявлено на Медвежьей и Надымской площадях. Аналогичный катагенез ОВ зафиксирован в пермских аргиллитах (7310-7325 м) скв. Тюменская СГ-6. Более глубокие изменения претерпели породы на Светлогорской площади (конец $АК_3$). На Восходной и Западно-Яротинской площадях ОВ достигло уже начала метагенеза.

На основе всех имеющихся материалов (преимущественно данные автора) о преобразованности ОВ на 318 разведочных площадях, впервые была построена схема катагенеза ОВ в кровле палеозойских отложений на всю территорию Западно-Сибирского мегабассейна [Фомин, 2004]. На ней показано, что уровень зрелости ОВ в этих толщах изменяется в пределах градаций $МК_2$ - $АК_3$. На большей части региона ОВ палеозойских отложений достигло апокатагенеза. Автором впервые установлена преобразованность ОВ палеозойских и вендских отложений Алтайского края и Республики Алтай [Геохимические предпосылки..., 2004]. В Степном Алтае уровень зрелости ОВ отвечает градациям апокатагенеза ($АК_{1-3}$), а в предгорьях Салаира и Алтая достигает метагенеза и начального метаморфизма.

Глава 2. СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ДИАГНОСТИКИ УРОВНЯ КАТАГЕНЕЗА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

Существует множество методов, способных в той или иной мере оценить преобразованность органического вещества. Среди них наиболее надежными являются углепетрографические: показатели отражения и преломления мацералов ОВ. Иногда для оценки степени преобразованности ОВ используются другие методы исследования: палеонтологические (окраска микрофоссилий), физико-химические (элементный и групповой составы; пиролиз, дифференциальный термический анализ, показатель термической устойчивости; инфракрасные спектры, электронный парамагнитный резонанс, биомаркеры), минеральные индикаторы и другие. Большинство методов основано на изучении изменения параметров ОВ, в меньшей мере по другим признакам. Результаты определения степени преобразованности ОВ и вмещающих пород вспомогательными методами, обычно сопоставляются с углепетрографическими данными. С ростом преобразованности изменение оптических свойств ОВ происходит плавно по всей шкале катагенеза, поэтому диагностика уровня зрелости по ним наиболее надежна. Ниже рассматриваются возможности различных методов диагностики катагенеза ОВ и вмещающих пород. Не останавливаясь на технических особенностях получения определенных параметров, покажем только достоинства и недостатки методов, рекомендации при выполнении анализов.

2.1. Углепетрографические

Углепетрография зародилась сравнительно недавно и сначала использовала приемы, применявшиеся в минералогии, палеонтологии и других областях геологии. Существенный вклад в развитие углепетрографии внесли В.Alpern, И.И.Аммосов, Л.И.Боголюбова, А.Г.Войцеховская, И.Э.Вальц, И.Б.Волкова, А.И.Гинзбург, В.И.Горшков, Н.П.Гречишников, З.В.Ергольская, И.В.Еремин, Ю.А.Жемчужников, А.В.Жукова, Г.С.Калмыков, Е.С.Корженевская, М.Н.Крылова, А.В.Лапо, А.М.Лаптева, Е.С.Ларская, М.М.Лифшиц, М.-Th.Maskowsky, Г.М.Парпарова, М.Н.Пономарева, В.К.Прянишников, Л.И.Сарбеева, Ю.В.Степанов, П.П.Тимофеев, П.А.Трушков, М. и R.Teichmuller, G. Taylor, E.Stach и другие исследователи. Они усовершенствовали методы петрографии, изучая угли в проходящем, отраженном и ультрафиолетовом свете.

Рассеянное органическое вещество (РОВ) до недавнего времени оставалось практически слабо изученным и фиксировалось как безлика органическая масса в породах. На основе химического состава углей и керогена пород В.А.Успенский (1957, 1958) показал однотипность исходного материала рассеянных и концентрированных разностей ОВ при наличии между ними определенных фациальных различий, находящих отражение в некоторых свойствах соответствующих подразделений РОВ. Это представление послужило основой для изучения РОВ и сопоставления его с известными мацералами углей. М.Теichmüller (1958) и И.И.Аммосов (1961) показали возможность определения уровня зрелости ОВ по отражательной способности витринита в углистых включениях пород. Г.М.Парпарова (1963) разработала метод углепетрографического изучения РОВ в концентратах керогена. Поскольку состав РОВ имеет сходство с микрокомпонентами углей [Успенский, 1957, 1958; Парпарова, 1963], то для обозначения мацералов РОВ в основном используется номенклатура, заимствованная из петрологии углей. Однако наряду со сходством в составе РОВ имеется целый ряд специфических особенностей, связанных с иными фациально-диагенетическими условиями его накопления и преобразования. Это обуславливает нахождение в составе РОВ мацералов, не характерных для углей. Для таких органических остатков Г.М.Парпаровой [Генерация углеводородов..., 1976] предложены новые термины: псевдовитринит, псевдолейптинит, псевдофузинит, хитинит, микстинит и другие.

Из углепетрографических методов диагностики уровня зрелости ОВ предпочтение отдается отражательной способности витринита, как наиболее однородного и широко распространенного в осадочных отложениях мацерала, обладающего закономерным изменением оптических свойств в ходе углефикации. В меньшей степени используется его показатель преломления. Эти параметры способны охарактеризовать уровень зрелости ОВ от протокатагенеза до метакатагенеза (рис. 1). В породах, в которых отсутствует витринит, уровень зрелости РОВ определяется по другим мацералам. Для них составлены шкалы катагенеза и сопоставлены со шкалой по витриниту.

2.1.1. Отражательная способность мацералов органического вещества

В основу этой методики положена одна из главных особенностей фрагментов ОВ – усиление блеска с ростом катагенеза. Способность поверхности отражать то или иное количество света находится в прямой зависимости от внутреннего молекулярного строения вещества, от степени его уплотнения. Отражательная способность, или

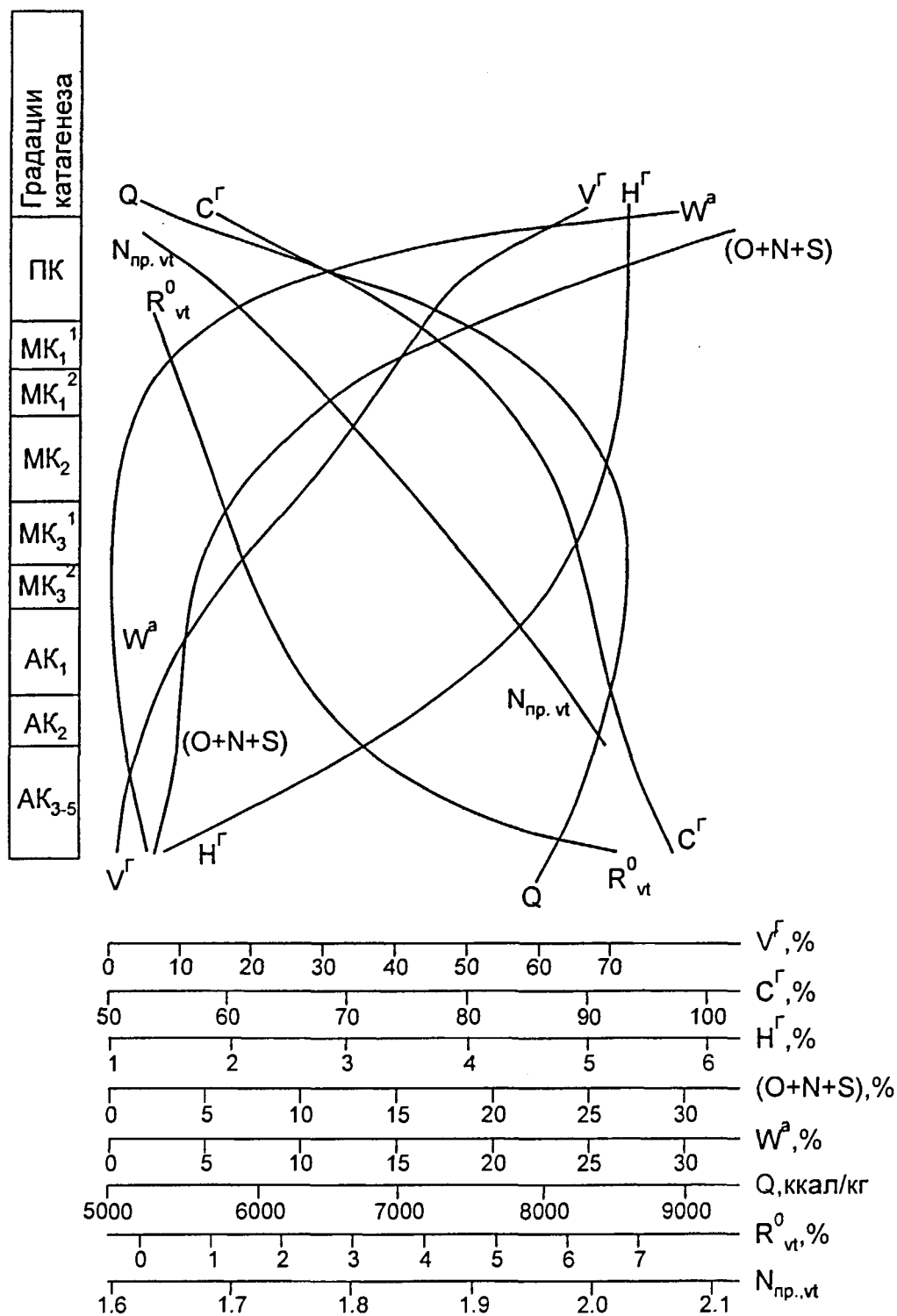


Рис. 1. Изменение углехимических и оптических параметров органического вещества с ростом катагенеза [Вассоевич, 1969].

Углехимические: V^r - выход летучих веществ; содержания: C^r - углерода, H^r - водорода, (O+N+S) - кислорода, азота и серы; W^a - аналитическая влажность; Q - теплотворная способность. Оптические: отражательная способность (R⁰_{vt}) и показатель преломления (N_{пр. vt}) витринита.

показатель отражения (R) – важная оптическая константа мацералов ОБ, особенно витринита (R_{vt}). Она измеряется с помощью различных фотоэлектронных умножителей и эталонов (оптические стекла) в воздушной (R^a) или иммерсионной (R^o) средах при перпендикулярном падении света на хорошо отполированную поверхность препарата, чаще всего аншлифа. Отражательная способность есть отношение интенсивности отраженного света (J_o) к падающему (J_n), принимаемому за единицу или за 100% ($R = J_o/J_n$). Ее принято выражать в процентах. Большинство установок обеспечивает измерение частиц диаметром 2-3 мкм в иммерсии и 10-20 мкм в воздушной среде.

Методические рекомендации. Отражательная способность мацералов измеряется в узком интервале волн – от 525 до 552 нм, соответствующем зеленому свету спектра (в этом диапазоне ФЭУ наиболее чувствительны). В качестве стандартной принята длина волны 546.1 нм. Погрешность измерений отражательной способности однородных объектов при стабильной работе установки и правильно подобранном эталоне может быть очень малой: в мезокатагенезе – порядка 0.2% и 0.4-0.5% в апокатагенезе (воздушная среда), в иммерсии – соответственно 0.01 и 0.15-0.20% [Калмыков, 1967]. Для уменьшения погрешности измерения отражательной способности необходимо, чтобы R эталона была наиболее близка к таковой исследуемого объекта. Поэтому еще до замеров желательно хотя бы ориентировочно знать предполагаемую степень катагенеза и ожидаемую R объекта.

Проведенный автором корреляционный анализ показал, что между замерами в воздушной и иммерсионной средах существуют сильные положительные связи ($r = +0.95$, при уровне значимости $p = 0.001$), т.е. диагностика градаций катагенеза правомочна как в той, так и в другой среде. При изучении тонкодисперсного ОБ предпочтение отдается наблюдению в иммерсии, т.к. здесь большая контрастность мацералов способствует их лучшей диагностике. В этой среде можно определять по цвету различные типы витринита, менее различимые в воздухе, и обнаруживать очень слабое двуотражение фрагментов. Величины показателей отражения однотипных мацералов ОБ в одной и той же пробе могут несколько отличаться, поэтому измерения проводятся в нескольких точках. Для надежной диагностики уровня зрелости ОБ считается достаточным 10-20 замеров. Следует учитывать, что после длительного хранения препаратов на фрагментах ОБ появляются пленки окисления, которые снижают значения отражательной способности.

Природа органического вещества и степень его катагенеза быстрее и надежнее определяются в гумусовых углях. В них почти всегда присутствует витринит, изменение

оптических характеристик которого принято за эталон диагностики уровня зрелости ОВ. Мацералы в концентрированном ОВ лучшей сохранности, чем в РОВ и поэтому обладают большим набором диагностических признаков. Поэтому по сравнению с углем, в рассеянном ОВ сложнее узнавать различные мацералы группы витринита и определять уровень их зрелости, вследствие отсутствия текстуры, морфологии и мелкозернистой структуры фрагментов. Однако угли составляют лишь небольшую часть от общей массы ОВ осадочных пород. Значительно чаще в них встречаются мелкие углистые растительные остатки, по которым также можно получить информацию о природе ОВ и степени его преобразованности. При этом они могут быть сингенетичными по отношению к вмещающей породе и переотложенными. Первые обычно залегают в виде прослоек или линз, расположенных по слоистости. Вторые представлены угловатыми или окатанными обломками, имеющими в большинстве случаев беспорядочное расположение. Окисленные фрагменты отличаются волнистыми контурами, шагреновой поверхностью, трещинами усыхания. Для измерения отражательной способности необходимо выбирать сингенетичные частицы витринита.

В породах могут находиться органические остатки, не характерные для углей, например, битуминит. Он представляет бесструктурное нерастворимое ОВ, внешне схожее с витринитом и псевдовитринитом. Кроме того, в РОВ пород сложнее проводить различие между витринитом и семивитринитом, поскольку редко в одном поле зрения можно сравнивать их показатели отражения. По той же причине свежие и окисленные фрагменты витринита труднее различать в породах, чем в угле. Распознавание витринита в породе среди мелких углистых частиц нередко оказывается затруднительно вследствие оптического сходства некоторых мацералов по внешнему облику и величине отражательной способности. Так, с витринитом иногда схожи асфальтовые вещества. Ошибка также возможна в случае наличия переотложенных из более древних пород углистых частиц.

Существенную помощь в этом может оказать измерение отражательной способности в двух оптических средах (R^a -воздушная, R^o - иммерсия). Сущность этого способа заключается в выявлении соотношения между R^a и R^o , закономерно изменяющимся с ростом катагенеза. Г.С.Калмыков (1979) предлагает ввести показатель R_n^o/R_r^o , где R_n^o - величина исследуемого ОВ, а R_r^o - найденная в таблице 1 по R^a , измеренной в том же фрагменте. Показатель R_n^o/R_r^o характеризует степень сходства или различия между исследуемым ОВ и витринитом. Вещество с показателем R_n^o/R_r^o , близким к единице (0.85-1.10), представлено, как правило, витринитом. При значениях

Таблица 1

Отражательная способность витринита ($\lambda = 558$ нм) в воздушной (R^a , %) и иммерсионной средах (R^o , %) [ГОСТ-12113-66].

R^a	R^o	R^a	R^o	R^a	R^o	R^a	R^o
5.0	0.12	8.0	0.76	11.0	2.15	14.0	4.26
5.1	0.13	8.1	0.80	11.1	2.21	14.1	4.34
5.2	0.15	8.2	0.83	11.2	2.27	14.2	4.43
5.3	0.17	8.3	0.87	11.3	2.33	14.3	4.52
5.4	0.19	8.4	0.90	11.4	2.39	14.4	4.61
5.5	0.20	8.5	0.94	11.5	2.45	14.5	4.70
5.6	0.22	8.6	0.97	11.6	2.51	14.6	4.80
5.7	0.24	8.7	1.01	11.7	2.57	14.7	4.90
5.8	0.26	8.8	1.05	11.8	2.64	14.8	5.00
5.9	0.28	8.9	1.09	11.9	2.70	14.9	5.10
6.0	0.29	9.0	1.12	12.0	2.76	15.0	5.20
6.1	0.31	9.1	1.17	12.1	2.83	15.1	5.30
6.2	0.33	9.2	1.22	12.2	2.90	15.2	5.40
6.3	0.35	9.3	1.27	12.3	2.97	15.3	5.50
6.4	0.37	9.4	1.32	12.4	3.04	15.4	5.60
6.5	0.39	9.5	1.37	12.5	3.11	15.5	5.70
6.6	0.41	9.6	1.42	12.6	3.18	15.6	5.80
6.7	0.43	9.7	1.47	12.7	3.25	15.7	5.90
6.8	0.45	9.8	1.51	12.8	3.32	15.8	6.01
6.9	0.48	9.9	1.56	12.9	3.40	15.9	6.11
7.0	0.50	10.0	1.61	13.0	3.47	16.0	6.21
7.1	0.52	10.1	1.66	13.1	3.54	16.1	6.33
7.2	0.55	10.2	1.71	13.2	3.62	16.2	6.45
7.3	0.57	10.3	1.76	13.3	3.70	16.3	6.57
7.4	0.59	10.4	1.81	13.4	3.78	16.4	6.69
7.5	0.62	10.5	1.86	13.5	3.85	16.5	6.81
7.6	0.64	10.6	1.92	13.6	3.93	16.6	6.95
7.7	0.67	10.7	1.98	13.7	4.01	16.7	7.10
7.8	0.70	10.8	2.04	13.8	4.09	16.8	7.25
7.9	0.73	10.9	2.10	13.9	4.18	16.9	7.55

0.85-1.0 преобладают мало восстановленные фрагменты, а в интервале 1.0-1.1 – восстановленные. ОВ с показателем 1.1-1.5 и более представлено иными компонентами, чаще всего это битуминит или микриинит. Вычисление соотношений R_n^o/R_r^o позволяет более надежно, чем при измерении в одной среде, различать мацералы среди тонкодисперсных углистых частиц. На этой оптической основе установлено различие между витринитом и битуминитом, отмечено сходство некоторых микриинитов с высоко преобразованными битуминитами. Применение этого способа поможет выявить новые особенности в свойствах и происхождении некоторых твердых частиц рассеянного ОВ.

Основная трудность при установлении уровня зрелости РОВ по отражательной способности - это надежная диагностика мацералов. От этого во многом зависит разброс

значений данного параметра. Чаще всего фрагменты ОВ определяют в аншлифах, поскольку непосредственно в них замеряют отражательную способность и здесь лучше распознаются различные типы витринита. Однако в отраженном свете затруднена диагностика семивитринита и семифюзинита. Тем более что встречаются фрагменты, имеющие все этапы перехода от витринита к семивитриниту, семифюзиниту и далее к фюзиниту. Эти участки обладают различной отражательной способностью. Поэтому во избежание ошибок при диагностике уровня зрелости ОВ замеры R необходимо выполнять только по витриниту, а не по переходным его разностям. Ошибки в определении мацерала не компенсируются большим числом замеров R и выведением среднего из всей выборки.

Диагностика мацералов более надежна в шлифах в проходящем свете - тем самым устраняется основная причина разброса значений R^0_{vt} . Но исследование фрагментов РОВ только в проходящем или только отраженном свете имеет свои недостатки. Так, мацералы групп витринита, лейптинита и альгинита имеют больший набор диагностических признаков в проходящем свете, а фюзинита - в отраженном. К тому же фрагменты начальных и средних градаций катагенеза информативнее изучать в проходящем свете, а высоко преобразованное ОВ – в отраженном (в апокатагенезе ОВ практически непрозрачно в шлифе). Указанные трудности можно преодолеть, если проводить диагностику мацералов комбинированным способом, т.е. по очереди используя отраженный и проходящий свет для изучения одного и того же фрагмента РОВ. Для этого рекомендуется применять двусторонне-полированные шлифы [К методике.... 1974; Фомин, 1981]. В них после выбора фрагмента в проходящем свете меняется способ освещения и замеряется отражательная способность. При этом если в препарате встречаются крупные фрагменты, то одни их участки можно наблюдать в проходящем свете, а другие в отраженном. Это способствует более надежному определению мацерала. С целью проверки надежности этого способа автором проведено сопоставление R^0_{vt} , замеренной в шлифах и аншлифах, изготовленных из одного кусочка породы (зеркальные срезы). Значения отражательной способности витринита в обоих препаратах примерно одинаковы. Имеющиеся различия не выходят за пределы точности метода и связаны, по-видимому, с качеством полировки препаратов (табл. 2), а также с исходной природой исследуемых фрагментов витринита. Полученные результаты свидетельствуют о возможности использования двусторонне-полированных шлифов для замеров в них отражательной способности. В шлифах надежнее диагностируются мацералы, что повышает точность определения уровня зрелости ОВ.

Таблица № 2

Отражательная способность витринита (R_{vt}), замеренная в полированных шлифах и аншлифах из палеозойских и мезозойских пород Западно-Сибирского мегабассейна [Фомин, 1981].

Аншлифы			Шлифы		
R^a_{vt} , %	R^o_{vt} , %	градации катагенеза	R^a_{vt} , %	R^o_{vt} , %	градации катагенеза
6.6	0.35	ПК ₃	6.7	0.35	ПК ₃
7.9	0.70	МК ₁ ²	7.8	0.81	МК ₁ ²
8.5	1.05	МК ₂	8.6	0.90	МК ₂
9.1	1.15	МК ₂	8.6	1.14	МК ₂
9.0	1.00	МК ₂	9.0	1.03	МК ₂
10.4	1.50	МК ₃ ¹	10.5	1.55	МК ₃ ¹
12.0	2.40	АК ₁₋₂	11.8	2.45	АК ₁₋₂
12.1	3.00	АК ₂₋₃	12.1	3.03	АК ₂₋₃
13.4	4.60	АК ₃	12.6	4.50	АК ₂₋₃
14.4	5.30	АК ₃	14.0	5.20	АК ₃
14.7	5.10	АК ₃	13.1	5.00	АК ₃

Целесообразно замерять отражательную способность мацералов РОВ непосредственно в полированных аншлифах и шлифах из ненарушенной породы. Поскольку в них можно надежнее распознавать автохтонные и аллохтонные частицы ОВ, твердый битум и пропитанные битумоидом фрагменты витринита. Последние, как известно, имеют меньшую отражательную способность, чем витринит. Этот экспрессный метод применяется автором с середины 70-х годов и апробирован на большом фактическом материале (более 10000 проб). Для приготовления препарата выбирается образец породы с достаточно высоким содержанием органического вещества. Правда, в литературе нередко обсуждается влияние литологического состава пород на темп углефикации ОВ. Одни исследователи указывают на уменьшение катагенеза ОВ в ряду: уголь - аргиллит - алевролит - песчаник [Трушков, 1966; Тимофеев, Боголюбова, 1971], другие отмечают отсутствие подобной четкой зависимости [К разработке..., 1958; Аммосов, 1964]. С целью проверки этого, автор изучал РОВ в различных литологических типах пород [Фомин, 1989]. Бралась пробы с ОВ градаций МК₁¹-МК₂, т.к. в этом диапазоне шкалы катагенеза оно наиболее чутко реагирует на различные факторы. Многочисленные замеры R^o_{vt} (коллинит) в мезозойских отложениях Западно-Сибирского мегабассейна не позволяют однозначно судить о связи его значений с литологическим типом пород. Для исследования брались образцы с узкого интервала глубин, чтобы избежать влияния как региональных, так и локальных факторов катагенеза. По нашим наблюдениям (отдельные результаты приведены в таблице 3), не прослеживается четкой зависимости R^o_{vt} от литологического

типа пород. В одних случаях фиксируется рост этого параметра от песчаников к углям, в других отмечается снижение этих значений.

Таблица № 3

Отражательная способность витринита (R^a_{vt}) в различных литологических типах мезозойских пород Западно-Сибирского мегабассейна [Фомин, 1989].

Скважина	Интервал отбора, м	Порода	R^a_{vt} , %	Градации катагенеза
Северо-Лымбельская-2	2195-2199	уголь	7.2	MK_1^1
	2134-2138	песчаник	6.9	MK_1^1
Чагвинская-1	2771-2775	уголь	7.0	MK_1^1
		аргиллит	7.0	MK_1^1
Чкаловская-5	2594-2598	уголь	7.0	MK_1^1
		песчаник	7.1	MK_1^1
Сельвейкинская-2	2909-2904	уголь	7.2	MK_1^1
		аргиллит	7.3	MK_1^1
Проточная-2	2525-2531	уголь	8.0	MK_1^2
		песчаник	7.8	MK_1^2
Пограничная-2	2609-2670	уголь	8.2	MK_1^2
		аргиллит	8.1	MK_1^2
		алевролит	8.0	MK_1^2
Северо-Калиновая-21	2700-2706	уголь	7.9	MK_1^2
		аргиллит	8.1	MK_1^2
		алевролит	8.1	MK_1^2
Чкаловская-7	2566-2593	уголь	7.9	MK_1^2
		аргиллит	8.2	MK_1^2
		песчаник	8.0	MK_1^2
Горелоярская-5	2560-2562	уголь аргиллит	8.0	MK_1^2
			8.1	MK_1^2
Чкаловская-3	3100-3109	уголь	8.9	MK_2
		аргиллит	8.8	MK_2

Вполне очевидно, что на ОВ при фоссилизации, в диагенезе и катагенезе оказывает влияние множество факторов, ускоряющих либо замедляющих темп углефикации. От суммарного их влияния и будет зависеть R^0_{vt} . Однако наблюдаемые (обычно незначительные) вариации R^0_{vt} как в разных, так и в литологически однотипных породах чаще всего не выходят за пределы точности метода. Изменение же свойств ОВ происходит главным образом под воздействием температуры и давления. Это позволяет широко использовать изменение оптических свойств витринита для диагностики степени преобразованности практически любых осадочных пород, содержащих РОВ. Целесообразно использовать темные (относительно богатые ОВ) глинистые и алевритовые разности, в которых обычно хорошо сохраняется растительный материал. В песчаниках РОВ нередко окисленное и поэтому в них труднее выбрать хорошо сохранившийся фрагмент. К тому же процессы окисления в одних случаях способствуют

увеличению $R^0_{\text{в}}$, а в других – ее снижению (из-за появления на поверхности фрагмента каверн разъедания). Карбонатные отложения редко содержат остатки наземной растительности и поэтому в них катагенез определяют по оптическим свойствам некоторых мацералов аквагенного РОВ. Красноцветные породы, зачастую содержащие сильно окисленное ОВ, вообще не пригодны для этого анализа. Одним из преимуществ рекомендуемого метода является то, что в химически необработанных образцах лучше различать “автохтонные” и “аллохтонные”, окисленные и не окисленные фрагменты, чем в органической смеси, выделенной из породы в процессе обогащения.

Причины дисперсии отражательной способности витринита. Из всех мацералов ОВ в качестве индикатора уровня зрелости используется витринит (коллинит). У него наиболее закономерно изменяется в ходе катагенеза отражательная способность и показатель преломления (рис. 1). Именно поэтому оптические свойства витринита приняты за эталон диагностики уровня зрелости ОВ. Витринит является основным мацералом гумусовых углей и широко распространен среди рассеянных в породе растительных остатков. Но и у него наблюдаются вариации отражательной способности. Полагают [Teichmuller, 1961; Alpern, 1966; Аммосов, 1974], что они зависят от: а) различий в исходном материале; б) фациальных условий осадконакопления; в) окисленности фрагментов. Правда, эти различия фиксируются только в начале катагенеза. Так, в протокатагенезе разброс значений обусловлен наличием переходных разностей ОВ и не одинаковой отражательной способностью продуктов превращения различного исходного материала. В частности, в бурых углях выделяют несколько провитринитовых (гуминитовых) компонентов - гумотелинит, гумодетринит, телинит, корповитринит. Все они несколько различаются значениями отражательной способности. Начиная с градации ПК₃, гуминит называют витринитом, подразделяя его на структурный (телинит) и однородный (коллинит). У первого отражательная способность несколько выше, но с ростом катагенеза различия между ними существенно снижаются. Тем не менее, диагностику уровня зрелости ОВ принято проводить по коллиниту. Но и у него при равной степени преобразованности иногда наблюдается разброс значений отражательной способности, связанный с восстановленностью ОВ, природой исходных тканей и фациальными условиями осадконакопления. Так, витринит сформировавшийся в восстановительной обстановке имеет меньшую отражательную способность, чем из мало восстановительной среды [Трушков, 1966; Сарбеева, Крылова, 1968]. Но, эти различия к середине мезокатагенеза нивелируются.

Метод определения показателя отражения может быть применен к ОВ любой степени преобразованности. Наименьшие значения отражательной способности, которые можно замерить у ОВ, составляют $0.20\%R^0$, а максимальные - практически не ограничены. В протокатагенезе и метагенезе точность определения показателя отражения снижается. В протокатагенезе вариации $R^0_{\text{вт}}$ в значительной мере связаны с особенностями исходного материала различных компонентов группы витринита, унаследованные на торфяной стадии и еще не вполне сглаженные в начале катагенеза. С ростом преобразованности визуальная разница между разновидностями витринита практически нивелируется. В конце апокатагенеза и метагенезе разброс значений $R^0_{\text{вт}}$ увеличивается из-за появления на фрагментах ОВ точечно-анизотропных микрозернистых включений графита (начало графитизации) [Волкова, 1990]. Поэтому диагностику уровня зрелости ОВ не следует проводить по единичным замерам.

Петрографические особенности частиц РОВ, их форма, условия залегания, размеры, а также наличие и характер минеральных примесей, различны. Все это сказывается на значениях отражательной способности. Так, определение $R^0_{\text{вт}}$ в очень мелких включениях дает менее точные результаты, чем в макродетрите. Это объясняется наличием теневых полосок по краям углистой частицы, которые, попадая в поле измерения, несколько снижают $R^0_{\text{вт}}$. Поэтому замеры желательно выполнять на относительно крупных (детритных) включениях ОВ в породе. По мнению В.А.Успенского с соавторами [К разработке..., 1958], А.Н.Решетко и К.С.Пермитиной (1965) различия показателей отражения и преломления витринита из микро - и макродетрита могут быть также связаны с несколько различными условиями их захоронения и преобразования. Возможно, при транспортировке мелкие обрывки РОВ частично окисляются, что увеличивает их отражательную способность и показатель преломления. Кроме того, при захоронении макродетрит образует механические включения в породе, в то время как микродетрит находится в состоянии, вероятно, близком к сорбированному. Микродетрит под каталитическим влиянием минеральных компонентов породы, возможно, изменяется несколько интенсивнее макродетрита. Следует также учитывать, что поверхность фрагмента, полированного в плоскости слоя, обычно имеет более высокую отражательную способность, чем в ином сечении. Но все эти колебания невелики и проявляются главным образом в начале катагенеза и практически не влияют на оценку уровня зрелости ОВ.

Многие исследователи изучают РОВ в препаратах из концентратов. Но длительный процесс получения концентратов отражается на сохранности структуры, формы и

размеров фрагментов, на их оптических свойствах [Велев, Шишков, Минчев, 1976]. Поэтому по сравнению с углями в них определение мацерального состава ОВ и уровня его зрелости весьма затруднено. В тонко измельченном порошке керогена (0.07-0.10 мм) довольно сложно выявить строение и растительную структуру фрагментов, определить их природу. Чаще всего преобладающие в концентратах тонкодисперсные углистые частицы относят к микстиниту, представляющему собой смесь органических обломков неясной генетической принадлежности. В таких случаях для выяснения природы ОВ и уровня его зрелости наряду с углепетрографическими данными следует учитывать результаты других анализов. Значительным препятствием для изучения керогена является трудность удаления минеральных примесей. После обогащения в концентратах нерастворимого ОВ часто остается пирит, нередко связанный с керогеном. Его нельзя удалить, не изменив структуру керогена [Тиссо, Вельте, 1981]. После кислотной обработки у фрагментов даже низких градаций катагенеза появляется слабая анизотропия [Трушков, 1976]. Это явление характерно для сильно преобразованного ОВ, претерпевшего значительные динамические нагрузки. Поэтому, наблюдая после обогащения у ОВ слабой и средней углефикации оптические свойства, характерные для высоко преобразованного ОВ, можно визуально допустить искажение оценки уровня зрелости в сторону увеличения.

На керновом материале палеозойских и мезозойских отложений юга Западно-Сибирского мегабассейна автором [Фомин, 1987] было проведено изучение влияния кислотной обработки на отражательную способность витринита (табл. 4). Для этого из одной и той же пробы готовился аншлиф-штуф, затем из концентратов аншлиф-брикет. Оказалось, что процесс обогащения влияет на оптические свойства витринита. В мезокатагенезе у него отмечается заметное увеличение отражательной способности, а в апокатагенезе кислотная обработка слабо сказывается на значениях R . Вполне очевидно, что в РОВ градаций протокатагенеза окисление будет более существенным. К тому же действие кислот пропорционально продолжительности процесса обогащения, что зависит от литологического типа пород - для карбонатных период растворения минеральной массы сравнительно короткий, для терригенных более длительный. Поэтому, проводя диагностику уровня зрелости ОВ в препаратах из концентратов, следует учитывать, что в большинстве случаев значения $R^0_{\text{и}}$ будут несколько завышенными. В отдельных случаях они могут быть и ниже, из-за появления каверн на поверхности фрагментов. Аналогичные результаты получили В.В.Иванцова, Л.С.Беляева, Г.С.Калмыков и др. [Влияние кислотной..., 1981], Г.М.Парпарова и

А.В.Жукова (1990). Ими установлено, что после обогащения песчолыко уменьшается интенсивность люминесценции водорослей и увеличиваются показатели преломления и отражения витринита. Поэтому при диагностике преобразованности ОВ в препаратах из концентратов, они предлагают вносить поправку, уменьшая уровень зрелости примерно на полградации (в пределах $МК_1^1$ - $МК_2$). Однако в протокатагенезе ОВ претерпевает в результате обработки плавиковой и соляной кислотами более существенные изменения.

Таблица № 4

Влияние кислотной обработки на показатель отражения витринита (R_{vt}^0).

Скважина	Аншлиф-штупф		Аншлиф-брикет	
	R_{vt}^0 , %	градации катагенеза	R_{vt}^0 , %	градации катагенеза
Вахская-82	0.52	$МК_1^1$	0.57	$МК_1^1$
Сибкраевская-370	0.59	$МК_1^1$	0.63	$МК_1^1$
Колпашевская-10	0.67	$МК_1^2$	0.73	$МК_1^2$
Крыловская-2	0.67	$МК_1^2$	0.73	$МК_1^2$
Крапивинская-191	0.67	$МК_1^2$	0.76	$МК_1^2$
Сутыгинская-1	0.70	$МК_1^2$	0.76	$МК_1^2$
Верхнезаячья-80	0.76	$МК_1^2$	0.83	$МК_1^2$
Вартовская-331	1.00	$МК_2$	1.10	$МК_2$
Северо-Сильгинская-2	1.02	$МК_2$	1.24	$МК_3^1$
Средненюрольская-45	1.80	$МК_3^2$	2.50	$АК_1$
Пуглалымская-86	2.30	$АК_{1-2}$	2.40	$АК_{1-2}$
Колпашевская-7	3.50	$АК_3$	3.40	$АК_3$

На параметры РОВ определенное влияние оказывают условия формирования отложений. Это показали П.П.Тимофеев и Л.И.Боголюбова (1963) при изучении гелифицированного РОВ из отложений дельтовых, русловых, пойменных, озерно-болотных и болотных фаций. Растительные остатки, попадая в различные обстановки осадконакопления, претерпевают неодинаковые превращения. Так, фрагменты РОВ в пористом песчанике, более окислены, чем в аргиллите. Это объясняется более значительным воздействием на них кислорода, находящегося в пористой среде песчаника, по сравнению с аргиллитом. Известно, что действие окислительных процессов чаще всего приводит к увеличению R_{vt}^0 . В глинистых отложениях, обладающих обычно слабыми фильтрационными свойствами, растительные остатки лучше изолированы от влияния окислительных процессов и поэтому хорошо сохраняются. Поэтому витринит в углях дюренового типа обладает более высокой отражательной способностью, чем в клареновых и витреновых. Дюрены формировались в проточных водоемах, в которых из-за избытка свободного кислорода происходило частичное окисление лигнино-целлюлозных тканей. Образование кларенов и витренов

приурочено к застойным водоемам с восстановительной средой, благоприятной для сохранения фрагментов от разрушительного воздействия окислительных процессов.

На темп карбонизации ОВ определенное влияние оказывает его состав. Многими исследователями отмечалось, что сапропелевая среда формирования несколько замедляет темп углефикации. Экспериментально подтверждено, что в гумусовом угле на начальных и средних градациях катагенеза R^0_{vt} увеличивается быстрее, чем в сапропелевом [Трушков, 1966; Бабинкова, Калмыков, 1967; Неручев, 1973; Генерация углеводородов..., 1976; Hutton, Cook, 1980; Leman, 1985]. Рост R^0_{vt} замедляется также в нефтесодержащих отложениях. R.W.Jones, T.A.Edison (1978) считают, что при нахождении пород в главной зоне нефтеобразования, миграционный битумоид может адсорбироваться частицами витринита, что вызывает уменьшение его отражательной способности. Поэтому значения R^0_{vt} из нефтесодержащих и нефтематеринских отложений с существенным содержанием аквагенного материала, могут быть заниженными. Данное обстоятельство сказывается также на результатах других анализов [К разработке..., 1958; Геохимия юрских..., 1971].

Отражательная способность мацералов ОВ. Мацералы по-разному реагируют на изменение термобарических условий. По убывающей чувствительности к факторам катагенеза они располагаются в следующем порядке: альгинит, лейптинит, витринит, фюзинит. Диагностику уровня зрелости ОВ проводят чаще всего по витриниту, однако в породах он не всегда присутствует. В таких случаях для определения уровня зрелости используют другие мацералы гумусового ОВ: семивитринит, семифюзинит, фюзинит и лейптинит. Составлены шкалы их отражательной способности, например, для Кузбасса и Донбасса [Аммосов, 1961, 1967; Сарбеева, Крылова, 1968]. Автором [Фомин, 1987] на основе более 2000 анализов составлена шкала для мацералов РОВ из преимущественно глинистых отложений палеозоя и мезозоя Западно-Сибирского мегабассейна (табл. 5). Отражательная способность семивитринита, семифюзинита и фюзинита замерялись только в тех препаратах, в которых был обнаружен витринит и установлен его показатель отражения. Данные по лейптиниту взяты из работы Л.И.Сарбеевой (1968). Корреляционный анализ показал, что связи показателей отражения витринита и других мацералов положительные и весьма надежные (доверительная вероятность 99.9%). Это позволяет использовать для диагностики уровня зрелости данные по семивитриниту, семифюзиниту и фюзиниту с точностью до градации (по витриниту возможно более детальное расчленение шкалы катагенеза), поскольку изменение отражательной способности отдельных мацералов носит не совсем линейный характер, особенно в

мезокатагенезе. Возможно, на этом этапе преобразования РОВ еще влияют первичные генетические особенности исходного растительного материала, а также трудно уловимые постепенные переходы между смежными группами мацералов. На высоких грациях катагенеза эти различия нивелируются, и отражательная способность всех мацералов довольно равномерно нарастает. Для лейптинита достоверные данные получены только на грациях ПК-МК₂ и АК₃, на которых он отчетливо различается. Характер и темп изменения этого параметра близок к витриниту, но до грации МК₃¹ отстает по абсолютным значениям, а в конце апокатагенеза сближается с R⁰ витринита.

Таблица № 5

Изменение отражательной способности мацералов органического вещества с ростом катагенеза в мезозойских и палеозойских отложениях Западно-Сибирского мегабассейна [Фомин, 1987].

Градации катагенеза	Отражательная способность - R ⁰ , %					
	витринит	псевдо-витринит	семи-витринит	семи-фюзинит	фюзинит	лейптинит
ПК	0.20-0.50	< 0.40	< 0.77	< 1.38	< 2.46	< 0.10
МК ₁ ¹	0.50-0.65	0.40-0.55	0.77-1.30	1.38-1.93	2.46-4.38	0.10-0.22
МК ₁ ²	0.65-0.85	0.50-0.95	0.87-1.62	1.62-2.39	2.75-3.45	0.12-0.26
МК ₂	0.85-1.15	0.80-1.10	1.42-2.04	1.90-2.70	2.92-5.50	0.35-0.90
МК ₃ ¹	1.15-1.50	0.90-1.40	1.73-2.23	2.19-3.32	3.41-6.84	0.93-1.25
МК ₃ ²	1.50-2.00	1.35-1.90	1.80-2.18	2.79-3.86	4.35-6.91	надежно
АК ₁	2.00-2.50	1.65-2.20	2.35-3.21	3.02-3.96	4.08-6.58	не
АК ₂	2.50-3.50	2.00-2.30	3.14-3.63	3.90-4.33	4.34-6.45	узнается
АК ₃	> 3.50	> 2.30	> 3.60	> 4.30	> 5.00	> 3.6

В морских и древних (додевонских) отложениях РОВ представлено аквагенным материалом, по которому пока нет стандартных критериев оценки степени преобразованности. Поэтому весьма актуальна диагностика уровня зрелости непосредственно по мацералам аквагенного ОВ, оптические характеристики которых закономерно изменялись бы в ходе карбонизации. Г.М.Парпарова (1993) использует опихиты баженовской свиты Западной Сибири для диагностики уровня зрелости ОВ. По этим зооорганизмам составлена шкала показателя отражения для ПК-МК₁² граций катагенеза. Показано, что значения этого параметра у опихитов ниже, чем у витринита. Автором для диагностики уровня зрелости составлена шкала отражательной способности псевдовитринита [Фомин, 1985]. Этот мацерал похож на витринит, но по исходному материалу представляет собой остатки донных водорослей, по химическому

составу близких к стеблевым частям высших растений [Гинзбург, 1979]. Его фоссилизация происходила при дефиците кислорода, что способствовало хорошей сохранности фрагментов. Широкий стратиграфический диапазон его распространения (кембрий - неоген), придает ему особую ценность для диагностики градаций катагенеза в толщах без остатков высшей растительности. Во всем интервале шкалы катагенеза отражательная способность псевдовитринита ниже, чем у витринита (табл. 6).

Таблица № 6

Отражательная способность (R) витринита и мацералов аквагенного ОВ [Фомин, 1985; Парпарова, Жукова, 1990].

Градации катагенеза	Отражательная способность, %						
	витринит		псевдовитринит		альгинит	онихиты	
	R ^a	R ^o	R ^a	R ^o	R ^a	R ^a	R ^o
ПК	6.0-7.0	0.20-0.50	-	-	5.6-6.3	7.1	0.46
МК ₁ ¹	7.0-7.6	0.50-0.65	6.0-6.6	-	6.3-6.7	7.1-	0.46-0.70
МК ₁ ²	7.6-8.3	0.65-0.85	6.4-7.6	0.50-0.95	6.7-7.5	8.0	> 0.70
МК ₂	8.3-9.0	0.85-1.15	7.3-8.0	0.80-1.10	7.5-8.8	> 8.0	-
МК ₃ ¹	9.0-10.3	1.15-1.50	8.0-8.7	0.90-1.40	8.8-9.7	-	-
МК ₃ ²	10.3-10.7	1.50-2.00	8.5-9.4	1.35-1.90	9.7-10.7	-	-
АК ₁	10.7-12.0	2.00-2.50	9.3-10.4	1.65-2.20	9.7-10.7	-	-
АК ₂	12.0-13.0	2.50-3.50	-	2.00-2.30	>10.7	-	-
АК ₃	> 13.0	3.50-5.00	-	> 2.30	-	-	-

Тем самым, не подтверждается мнение некоторых исследователей, что в апокатагенезе оптические характеристики террагенного и аквагенного ОВ практически одинаковы. Здесь замедляется рост отражательной способности псевдовитринита, тогда как у витринита она закономерно возрастает. В апокатагенезе у псевдовитринита наблюдается слабая анизотропия, между тем как у витринита она очень яркая. С нашими материалами согласуются данные других исследователей. Так, Г.М.Парпарова отмечает [Генерация углеводородов..., 1976], что на высоких грациях катагенеза практически прекращается нарастание показателя преломления альгинита, замедляется также изменение и других параметров, характеризующих уровень зрелости ОВ. На это еще раньше указывал В.А.Успенский с соавторами [К разработке..., 1958], сопоставляя углехимические параметры изометаморфных гумусовых и сапропелевых углей. Таким образом, у аквагенного и террагенного ОВ в ходе карбонизации существенно возрастает отражательная способность, но с различной интенсивностью на определенных грациях катагенеза. Корреляционные связи между отражательной способностью витринита и псевдовитринита положительные и очень надежные ($r = +0.98$, $p = 99.9\%$). Это позволяет использовать псевдовитринит для диагностики уровня зрелости ОВ.

В нефтематеринских толщах широко распространен битуминит [Аммосов, 1973; Боголюбова, Тимофеев, Пронин, 1979], внешне напоминающий витринит и псевдовитринит. Для его диагностики используются следующие признаки: битуминиты характеризуются очень однородной структурой, зачастую каплевидные, залегают по трещинам и пустотам. Исходный материал их (нафтиды) поступал к месту залегания в основном путем миграции [Аммосов, 1973; Палеотемпературы зон..., 1975]. Вначале он был жидким, проникал в поры и трещины осадочных пород, затем затвердевал и подвергался дальнейшим изменениям в процессе литогенеза. Поэтому он также может применяться для определения степени преобразованности. Однако использование данных по отражательной способности битуминита для диагностики катагенеза требует определенной осторожности. Если витринит образуется из лигнино-целлюлозных тканей, попадающих в осадочную породу при седиментации и остающихся на месте первичного залегания, то исходный материал битуминита - в основном мигрирующие нафтиды. Поэтому в одной и той же породе могут быть битуминиты разных генераций. Следовательно, отражательная способность битуминита зависит не только от степени катагенеза, но и от состава. Поэтому использовать этот показатель можно только для ориентировочной оценки уровня зрелости ОВ, учитывая, что у битуминита эти значения по всей шкале катагенеза меньше, чем у витринита.

Особенностью осадочных пород, преимущественно бедных органическим материалом, является нахождение ОВ в сорбированной форме, обычно в виде ореолов вокруг минеральных зерен. Нередко оно напоминает псевдовитринит. Сорбированное состояние ОВ характерно для рассеянных разностей, практически не свойственно углям, сравнительно слабо представлено в горючих сланцах и углистых аргиллитах [Успенский, Кичуева, 1971]. Наиболее уверенно сорбированное ОВ можно различать в ненарушенных препаратах. Поскольку после дробления породы оно теряет характерную для него форму и морфологически практически не отличается от обломков других мацералов. Г.М.Парпарова предложила называть эту разновидность ОВ сорбомикстинитом [Генерация углеводородов..., 1976]. При сравнении отражательной способности псевдовитринита и находящегося в тех же препаратах сорбированного ОВ видно, что у последнего этот параметр выше. Причем, у сорбомикстинита нередко уже в середине мезокатагенеза отмечается анизотропия. Это связано с тем, что в формировании сорбированной смеси принимают участие и минеральные компоненты, изменяющие его оптические свойства. Сорбированное на глинистой частице ОВ в большей степени испытывает каталитическое влияние глинистого материала, чем

детритное, что и фиксирует повышенная отражательная способность сорбомикстинита. Этим, возможно, объясняется отсутствие закономерного изменения отражательной способности у сорбированного ОВ и разброс значений этого параметра по грациям катагенеза, что не позволяет проводить надежную диагностику степени преобразованности. Тем не менее, такие попытки были. Е.И.Соболева (1996) запатентовала способ определения уровня зрелости по отражательной способности сорбомикстинита. По нашему мнению, этот параметр можно использовать для ориентировочной оценки степени преобразованности ОВ только тех толщ, в которых отсутствуют более информативные органические остатки.

2.1.2. Показатель преломления мацералов органического вещества

Другим углепетрографическим, хотя и менее распространенным, методом количественной оценки уровня зрелости является определение показателя преломления ($N_{пр.}$) мацералов ОВ, в основном витринита. Этот оптический параметр, как и отражательная способность, является признаком вторичных изменений молекулярной структуры ОВ в ходе катагенеза. Изучением показателей преломления мацералов углей занимались многие исследователи [Хмелевская, 1938; Крылова, 1952; Гинзбург, 1956; Крылова, Сарбеева, 1968 и др.]. Использование значений $N_{пр.}$ для диагностики уровня зрелости рассеянного ОВ было разработано Г.М.Парпаровой (1966). Материалом для исследования служит тонкий порошок концентрата, либо измельченные до такого состояния (и до прозрачности фрагментов) крошки угля. Установление $N_{пр.}$ мацералов осуществляется путем сравнения его с известными значениями этого параметра жидкостей при помощи полоски Бекке. Условная точность определения $N_{пр.}$ мацералов составляет 0.006.

С ростом катагенеза равномерно увеличиваются показатели преломления всех прозрачных в проходящем свете мацералов ОВ (рис. 2). Наиболее надежно $N_{пр.}$ устанавливается в пределах ПК-АК₁ грааций катагенеза. При более высокой преобразованности ОВ также возможно определение $N_{пр.}$, но здесь из-за непрозрачности всей органической массы затруднена индивидуальная диагностика мацералов. В этом случае их различают преимущественно по характерной для каждого из них форме и визуальным оптическим признакам. Это, естественно не исключает ошибки в диагностике мацералов. Наиболее закономерно $N_{пр.}$ изменяется у витринита. Но как было показано выше, витринит встречается не во всех типах отложений и

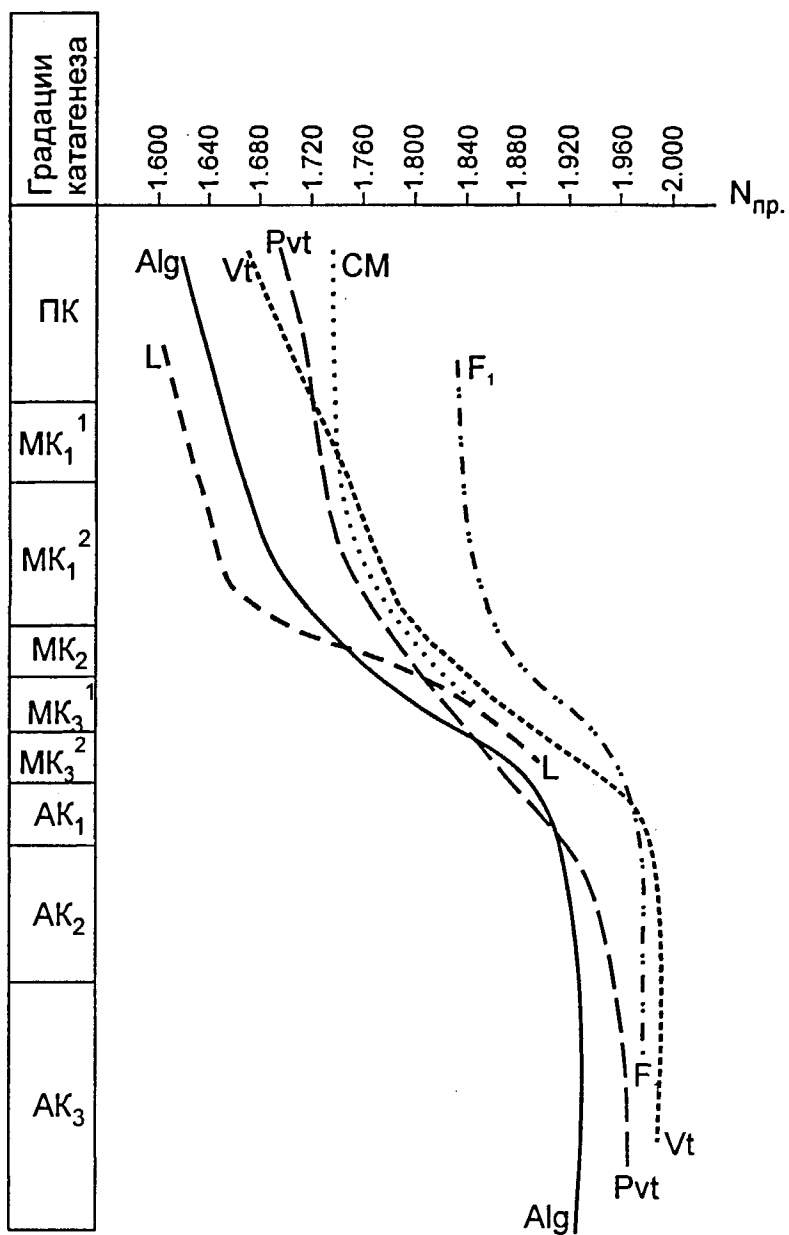


Рис. 2. Изменение показателей преломления ($N_{пр}$) мацералов органического вещества с ростом катагенеза [Крылова, 1952; Генерация углеводородов..., 1976].
Мацералы: vt - витринит; pvt - псевдовитринит; L - лейптинит; Alg - альгинит; F₁ - семифюзинит; CM - сорбомикстинит.

стратиграфический диапазон его распространения несколько ограничен. Поэтому Г.М.Парпарова и А.В.Жукова [Генерация углеводородов..., 1976; Парпарова, Жукова, 1990; Справочник по геохимии..., 1998] предложили для определения уровня зрелости использовать показатели преломления мацералов аквагенного РОВ - псевдовитринита, коллоальгинита, коллохитинита и сорбомикстинита. Авторы построили шкалу по $N_{пр}$ названных мацералов почти для всех градаций катагенеза и сопоставили эти данные со шкалой по витриниту (табл. 7).

Таблица № 7

Изменение показателей преломления мацералов ОВ с ростом катагенеза [Генерация углеводородов..., 1976; Парпарова, Жукова, 1990; Справочник по геохимии..., 1998].

Градации катагенеза	Витринит	Псевдо-витринит	Колло-альгинит	Колло-хитинит	Сорбированное аквагенное ОВ
ПК	1.650-1.720	1.720-1.725	1.620-1.665	1.670-1.725	1.775
МК ₁ ¹	1.720-1.760	1.725-1.735	1.665-1.695	1.725-1.735	1.775
МК ₁ ²	1.760-1.810	1.735-1.780	1.695-1.755	1.735-1.780	1.755-1.820
МК ₂	1.810-1.850	1.780-1.810	1.755-1.830	1.780-1.850	1.820-1.860
МК ₃ ¹	1.850-1.900	1.810-1.855	1.830-1.845	1.850-1.925	1.860-1.905
МК ₃ ²	1.900-1.950	1.855-1.885	1.845-1.890	>1.925	>1.905
АК ₁	1.950-1.980	1.885-1.910	1.890-1.920	-	-
АК ₂	1.980-1.995	1.910-1.963	1.920-1.940	1.920-1.965	-
АК ₃₋₄	1.995-2.050	-	-	-	-

Динамика изменения показателей преломления мацералов аквагенного РОВ весьма сходна с изменением $N_{пр}$ витринита. На градациях ПК₃-МК₁² наблюдается постепенный рост значений $N_{пр}$ витринита и лейптинита. Аналогично возрастают значения $N_{пр}$ мацералов аквагенного ОВ - псевдовитринита, коллоальгинита, коллохитинита. На градациях МК₂-МК₃² у всех мацералов происходит резкое увеличение $N_{пр}$, которые на АК₁ достигают максимума и в дальнейшем слабо изменяются. Причем в апокатагенезе значения $N_{пр}$ всех мацералов сближаются и стабилизируются (рис. 2). Показатель преломления можно определять у большинства мацералов практически по всей шкале катагенеза. Однако, наиболее эффективен этот метод для низких и средних градаций. В апокатагенезе ОВ непрозрачно, поэтому точность измерений снижается из-за трудности диагностики мацералов. Поэтому для ОВ градаций апокатагенеза надежные результаты дает метод определения показателей отражения. Несмотря на все это, метод диагностики уровня зрелости по $N_{пр}$ обладает рядом достоинств. Измерения проводятся довольно быстро и точно. При этом не требуется изготавливать аншлифы или шлифы.

2.1.3. Флуоресценция мацералов органического вещества

Флуоресцентная микроскопия наиболее информативна для мацералов групп альгинита и лейптинита, которые обнаруживают авто люминесценцию при облучении длинноволновым ультрафиолетовым светом. Большой вклад в развитие этого направления внесли многие отечественные (И.И.Аммосов, А.И.Гинзбург, А.В.Жукова, А.А.Любер, Г.М.Парпарова, В.И.Ручнов и др.) и зарубежные ученые (B.Alpern, P.Gizel, L.Ottenjann, M.Teichmuller, W.Homann, H.Jacob и др.). Российскими исследователями детально изучены визуальные люминесцентные характеристики альгинита и лейптинита. За рубежом развивались методы количественной флуоресцентной микроскопии (спектральные измерения). Для диагностики уровня зрелости ОВ измеряют яркость флуоресценции мацерала и относят ее к интенсивности свечения стандарта. У других мацералов флуоресценция очень слабая (витринит) или вообще отсутствует (фюзинит).

Флуоресцентные свойства мацералов изучаются в шлифах, аншлифах и пришлифовках горючих сланцев, углей, а также в препаратах из концентратов ОВ. Наиболее достоверные показатели отмечаются в пришлифовках. Способность органических частиц люминесцировать при ультрафиолетовом облучении зависит от их природы и уровня зрелости. Вещества, обогащенные липидным материалом, обладают большей интенсивностью свечения по сравнению с лигниноцеллюлозными тканями. С ростом катагенеза интенсивность свечения липидов постепенно снижается и исчезает в середине мезокатагенеза. Ее цвета в интервале $ПК_3$ - $МК_2$ градаций изменяются от голубовато-зеленых к красным, проходя через желтый и оранжевый [Волкова, 1990]. Спектры флуоресценции имеют максимум интенсивности в той области длины волн, которая приблизительно отвечает визуально наблюдаемому цвету мацерала. Каждый компонент по шкале катагенеза характеризуется собственным спектром, который может служить в качестве диагностического признака. Наиболее существенные изменения флуоресценции лейптинита происходят в протокатагенезе [Teichmuller, 1984]. Так, споринит от торфяной стадии до градации $МК_3^1$ последовательно меняет окраску: от торфа к бурому углю от зеленой к желтой, затем на границе прото - и мезокатагенеза – от желтой к оранжевой, и далее к коричнево-красной ($МК_2$). Значение спектрального коэффициента Q споринита начинает возрастать в конце градации $ПК_3$ и особенно резко (от 0.5 до 3.6) в интервале $МК_1^1$ - $МК_2$. На рубеже градаций $ПК_3$ - $МК_1^1$ появляется голубоватое свечение у витринита. Оптические свойства липоидных компонентов с ростом катагенеза изменяются, по-видимому, синхронно с процессом нефтегенерации, а исчезновение флуоресценции фиксирует нижнюю границу ГЗН.

Из всех органических компонентов наибольшей интенсивностью флуоресценции обладают остатки водорослей (талламоальгинит). Их цвет люминесценции меняется от зеленого ($МК_1^1$) к желтому ($МК_1^2$), потом к оранжевому (начало $МК_2$) и красному (конец градации $МК_2$). Для определения уровня зрелости ОВ по характеру флуоресценции могут быть использованы и другие мацералы: кутинит, резинит, коллоальгинит. Но спектры излучения у них не столь показательны, как у талламоальгинита и споринита.

Существует несколько способов количественного выражения флуоресценции ОВ: 1) измерение интенсивности свечения на определенной длине волны [Jacob, 1964] и сравнение со стандартом (микрофлуорометрия); 2) характеристика спектров флуоресценции [Gizel, 1967; Ottenjann, Teichmüller, 1974]; 3) измерение абсорбции спорополенина [Ручнов, 1977, 1978, 1987]. Для характеристики мацералов обычно используют спектральные параметры, замеренные в диапазоне длин волн 400-700 нм. К ним относятся: интенсивность свечения при длине волны 546 нм (λ_{546} , IF), длина волны максимальной интенсивности флуоресценции (λ_{max}), спектральный коэффициент Q (отношение красного цвета к зеленому $Q = I_{\lambda_{650}}/I_{\lambda_{500}}$). Эти показатели служат индикаторами уровня зрелости ОВ. Катагенетические изменения, отражающиеся в спектральных характеристиках, заключаются в снижении интенсивности флуоресценции по мере преобразования ОВ, вплоть до полного ее исчезновения на рубеже градаций $МК_2$ - $МК_3^1$, смещении λ_{max} в длинноволновую часть спектра (табл. 8) и росте спектрального коэффициента Q. По данным А.В.Жуковой, В.И.Клейнбок и Г.М.Парпаровой (1985), при росте катагенеза от ПК до $МК_1^2$ - $МК_2$ градаций λ_{max} смещается от 555 до 600 нм у лейптинита и от 490 до 515 нм - альгинита. Коэффициент Q увеличивается соответственно от 0.82 до 1.16 и от 0.56 до 0.64 (рис. 3, 4).

Некоторые исследователи [Gutjahr, 1966; Grayson, 1975; Ручнов, 1977, 1978, 1987] для количественной оценки уровня зрелости ОВ используют абсорбцию спорополенина (As , %), вещества оболочек микрофитофоссилий (споры, пыльца, акритархи, бактерии, некоторые водоросли). В основу метода положена эмпирическая зависимость между цветом (прозрачностью) липоидных компонентов и уровнем их зрелости. Абсорбция вычисляется по формуле: $As = (1-T) \cdot 100\%$, где T (пропускание) – отношение интенсивности света, прошедшего через объект (J) к интенсивности источника света (J_0), т.е. $T = J/J_0$ [Ручнов, 1978, 1987]. Абсорбция (поглощение) и коэффициент пропускания (T) имеют обратную зависимость, т.е. чем прозрачнее исследуемый объект, тем больше света он пропускает через себя и тем, следовательно, больше коэффициент T и меньше

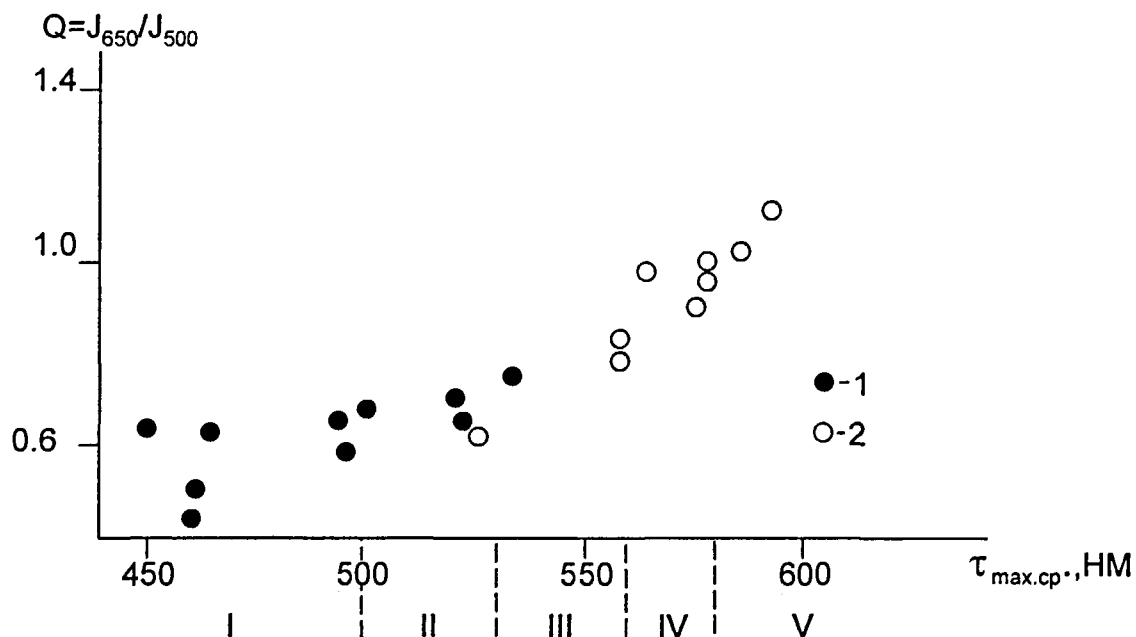


Рис. 3. Зависимость между максимальными длинами волн ($\tau_{\max.\text{cp}}$) и спектральным коэффициентом Q у альгинита (1) и лейптинита (2) на ПК-МК₂ грациях катагенеза [Парпарова, Жукова, 1990]. Цвета флуоресценции: I- синий, II- сине-зеленоватый, III- зеленый, IV- желто-светло-коричневый, V- красный.

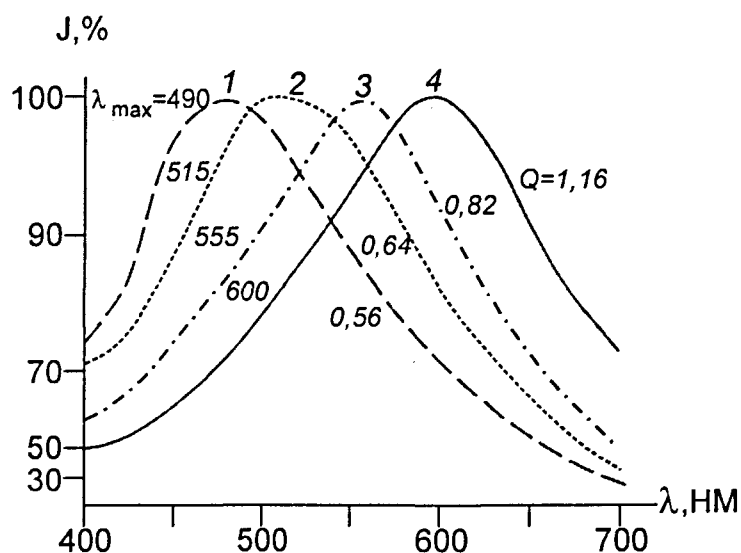


Рис. 4. Средние значения спектров флуоресценции у альгинита (1-2) и лейптинита (3-4) на ПК-МК₂ грациях катагенеза [Парпарова, Жукова, 1990]. Альгинит: 1- ПК-МК₁¹; 2- МК₁²-МК₂ Лейптинит: 3- ПК-МК₁¹; 4- МК₁²-МК₂

абсорбция. С ростом катагенеза микрофитофоссилии постепенно темнеют, что ведет к уменьшению коэффициента пропускания и к росту абсорбции. На этом принципе и основано использование данного метода. Сопоставление абсорбции с другими параметрами катагенеза ОБ (табл. 8), указывает на прямую корреляцию между ними, что позволяет рассматривать A_s как цифровой показатель уровня зрелости ОБ.

Таблица № 8

Изменение абсорбции (A_s) и смещение длин волн ($\lambda_{\max}$) флуоресценции спорополенина с ростом катагенеза [Ручнов, 1977, 1987].

Градация катагенеза	Витринит		Споринит			
	R^0 , %	C^1 , %	C^1 , %	$\lambda_{\max}$	A_s , %	цвет
ПК ₁₋₃	0.30-0.50	60-75	64-76	545-552	20-52	желтый
МК ₁ ¹	0.50-0.65	77	78	570	55	желто-коричневый
МК ₁ ²	0.65-0.85	81	82	585	65	
МК ₂	0.85-1.15	83-86	84-86	610	75	темно-коричневый
МК ₃ ¹	1.15-1.50	89	89	630	85	черный
МК ₃ ²	1.50-2.00	90	90	670	95	
АК ₁	2.00-2.50	91	91	нет флуоресценции	100	

Из-за отсутствия единой методики, трудностей выбора эталона, разновидностей применяемой аппаратуры, методы флуоресцентной микроскопии пока не стандартизированы. Надежность методов снижают вариации оптических свойств микрофитофоссилий, связанные с различиями в их морфологическом строении. Величина абсорбции зависит от строения экзины, ее толщины, положения места зондирования на объекте, а также от сохранности фрагментов. Все это снижает надежность диагностики уровня зрелости ОБ. Наиболее достоверные результаты отмечаются в однотипных или близких по строению микрофитофоссилиях, поскольку неодинаковые по исходному материалу группы, дают различные цвета флуоресценции.

2.1.4. Визуальная диагностика уровня зрелости органического вещества

Критериями для нее служат окраска фрагментов в проходящем и отраженном свете, их рельеф, сохранность анатомического строения, анизотропия. Мацералы в ходе катагенеза изменяют свои свойства, но с разной интенсивностью. Одни из них более чувствительны к факторам катагенеза, другие реагируют слабее, третьи внешне практически не меняются (фюзинит). Поэтому для визуальной диагностики уровня зрелости используются в основном липоидные компоненты, наиболее чувствительные к катагенетическим изменениям. В первую очередь это сказывается на их окраске.

Конечно, этот показатель позволяет только ориентировочно оценить степень катагенеза ОВ, тем не менее, им нередко пользуются, предваряя количественную оценку качественной. Окраска мацералов групп витринита и альгинита менее показательный признак, хотя его также используют для выяснения степени преобразованности ОВ.

Усиление катагенеза негативно сказывается на отчетливости анатомического строения растительных остатков. Наиболее ясно структура фрагментов выражена в диапазоне ПК-МК₂ градаций. Начиная с МК₃¹ она постепенно затушевывается и в апокатагенезе ее можно наблюдать только в отраженном свете при скрещенных николях (из-за неравномерной анизотропии). Но в этом направлении постепенно растет рельеф мацералов. В начале катагенеза он слабо выражен (за исключением фюзинита), а в апокатагенезе очень отчетливый. При этом у многих мацералов нарастает анизотропия, заметная сначала в проходящем, а затем и в отраженном свете.

Рассмотрим теперь изменение петрографических признаков мацералов ОВ с ростом катагенеза (табл. 9-11). Лейптинит в протокатагенезе при одном никеле почти белый, с желтоватым оттенком. Витринит оранжево-красный или коричнево-красный с трещинами усыхания. У него обычно хорошо видна структура, по которой можно ориентировочно определить морфологическую принадлежность фрагментов к тем или иным тканям растений. В микроструктуре органической массы нет четко выраженной ориентировки растительных остатков. В скрещенных николях лейптинит почти изотропен. Бесструктурный витринит слабо анизотропен, а структурный обладает более яркой тканевой анизотропией. В отраженном свете при одном никеле лейптинит почти черный, с высоким рельефом, витринит серый. Структура органической массы отчетливо различима за счет контрастности ее составных частей.

На градации МК₁¹ расположение растительных остатков более упорядоченное, состав и строение органической массы хорошо различимы. В проходящем свете липоидные компоненты светло-желтые с заметной анизотропией. Хорошо распознается витринит, цвет которого варьирует от красновато-оранжевого до коричнево-красного и зависит от исходного материала и степени его восстановленности. В скрещенных николях органическая масса заметно поляризует. Витринит анизотропен и в положении максимального просветления красновато-оранжевый и коричневатобурый. Погасание отчетливое, но не равномерное. В структурном витрините проявляется тканевая анизотропия. В отраженном свете ОВ изотропно. При одном никеле состав и структура его отчетливо различимы. Наиболее характерным является темный цвет оболочек спор, резкий рельеф которых обуславливает наличие вокруг фрагмента хорошо заметного

Таблица № 9

Петрографические признаки (цвет, анизотропия) витринита и лейптинита в проходящем свете [Крылова, Сарбеева, 1968; Петрографические типы..., 1975].

Градации катагенеза	При одном николе		При скрещенных николях	
	витринит	лейптинит	витринит	лейптинит
ПК	оранжево-красный, коричнево-красный	бесцветный, бледно-желтый, желтый	желтовато-бурый, коричневый, изотропен	серовато-желтый, почти изотропен
МК ₁ ¹	от красно-оранжевого до коричнево-красного	лимонно-желтый	желто-оранжевый, коричневый, слабо анизотропен	оливково-желтый, неравномерно анизотропен
МК ₁ ²		от ярко-желтого до темно-желтого	оранжевый, буровато-красный, анизотропен	буровато-желтый, отчетливая анизотропия
МК ₂	темно-оранжевый, красный и буровато-красный	желто-оранжевый, оранжевый, оранжево-красный	желто-оранжевый, коричнево-красный, отчетливая анизотропия	желтый, оранжевый, розово-красный и темно-красный, отчетливая анизотропия
МК ₃ ¹	коричнево-красный, оранжево-красный, слабый плеохроизм	коричневый, реже красный	оранжевый, коричнево-красный, отчетливая анизотропия	розово-красный, темно-красный, отчетливая анизотропия
МК ₃ ²	коричневато-красный слабый плеохроизм	коричневый, реже коричневатокрасный	оранжево-коричневый, коричнево-красный, отчетливая анизотропия	коричневый и оранжево-красный, анизотропия маскируется потемнением лейптинита
АК ₁	красно-коричневый заметный плеохроизм	коричневый, заметный плеохроизм		
АК ₂	темный, отчетливый плеохроизм		красно-коричневый, резкая анизотропия	
АК ₃	черный, отчетливый плеохроизм	черный, отчетливый плеохроизм	красно-коричневый, очень резкая анизотропия	серовато-коричневый, трудно различим

Таблица № 10

Петрографические признаки витринита и лейптинита в отраженном свете [Крылова, Сарбеева, 1968; Петрографические типы..., 1975].

Градационный катагенез	Цвет		Анизотропность		Различимость структуры и текстуры в проходящем и отраженном свете
	при одном никеле		при скрещенных николях		
	витринит	лейптинит	витринит	лейптинит	
ПК	темный, темно-серый	коричневый, почти черный	изотропный		отчетливо различимы при скрещенных николях
МК ₁ ¹	темно-серый	коричнево-серый			
МК ₁ ²	серый разных оттенков	коричнево-серый, серый			хорошо различимы в проходящем свете при одном и скрещенных николях, в отраженном - при одном никеле
МК ₂	светло-серый	бежево-серый, дымчатый, темнее витринита			
МК ₃ ¹	очень светло-серый	светло-серый, похож на витринит	слабо анизотропный		различимы в проходящем свете, особенно при скрещенных николях
МК ₃ ²		серо-белый			
АК ₁	слабо двуотражает от серого до серо-белого	то же	анизотропный	слабо и средне анизотропный	
АК ₂	двуотражает от серого до белого	слабо двуотражает от светло-серого до серо-белого	отчетливо анизотропный		хорошо различимы в отраженном свете
АК ₃	сильно двуотражает от белого до ярко-белого	средне и сильно двуотражает от серо-белого до белого	очень отчетливо анизотропный		

темного ободка. Кутинит также коричневато-серый и хорошо различимый. Витринит в зависимости от типа имеет серые тона различной интенсивности.

На градации MK_1^2 продолжается уплотнение органического материала, выражающееся в определенной ориентировке фрагментов по напластованию. Анизотропия проявляется только в проходящем свете. Она вполне отчетлива даже в бесструктурном витрините. Хорошо различимы компоненты с тканевой анизотропией а также те, в которых при скрещенных николях выявляется растительная структура. Наиболее характерным признаком ОВ этой градации является цвет спор: в начале MK_1^2 они золотисто-желтые, в середине – желтые и темно-желтые в конце MK_1^2 [Крылова, Сарбеева, 1968; Петрографические типы..., 1975]. У них видна довольно отчетливая и равномерная анизотропия. Для витринита характерна красновато-оранжевая и коричневато-красная окраска. В отраженном свете лейптинит коричневато-серый и серый, споры рельефны и окружены характерным темным ободком, витринит серый.

В начале градации MK_2 споры желтовато-оранжевые, в середине – оранжевые, в конце MK_2 – оранжево-красные. В скрещенных николях в них видна отчетливая анизотропия. Цвета интерференции серовато-желтые с оранжевым оттенком, в конце MK_2 – розовато-оранжевые. В отраженном свете споры в начале MK_2 бежево-серые, в середине – темно-дымчатые и в конце – светло-серые. Темный ободок вокруг спор наблюдается только в начале MK_2 . Структура и мацеральный состав гелифицированных растительных остатков наиболее отчетливы в проходящем свете. Здесь наблюдается довольно высокая анизотропия витринита, цвета интерференции яркие. В конце MK_2 уже заметен плеохроизм, особенно в бесструктурном витрините.

В начале градации MK_3^1 лейптинит красноватый в проходящем свете и светло-серый в отраженном. В конце MK_3^1 в проходящем свете при одном никеле слабо различимы единичные коричневые фрагменты споринита и кутинита. В скрещенных николях они видны отчетливее, приобретают розовато-оранжевую интерференционную окраску, иногда ярко поляризуют. В отраженном свете споринит практически не отличим от общей органической массы. Структура витринита более различима в проходящем свете, чем в отраженном. Он отличается оранжево- и коричнево-красными тонами и значительно большей монолитностью, чем на предыдущих градациях. В шлифах наблюдается слабый плеохроизм, а в аншлифах слегка заметное двуотражение. Анизотропия проявляется только в проходящем свете. Благодаря этому выявляются фрагменты со следами первичной и “вторичной” (наложенная на исходную и постепенно затухающая ее в ходе катагенеза) растительной структуры.

На градации MK_3^2 в органической массе можно различить лишь отдельные коричневые споры и кутинит, которые обладают плеохроизмом, а при скрещенных николях изменяются в желто-коричневых тонах. В отраженном свете видны только проблематичные обломки кутинита, поляризующие в серовато-белых тонах. В скрещенных николях они довольно резко выделяются на фоне слабо анизотропного витринита. Все детали строения ОВ лучше видны в проходящем свете. Витринит красно-коричневый. В скрещенных николях у него резко выражена анизотропия с отчетливым погасанием. Хорошо видна “вторичная”, а иногда и первичная структура.

В начале апокатагенеза (AK_1) различимы редкие липоидные компоненты, имеющие коричневатую окраску (проходящий свет) и довольно отчетливый плеохроизм. В скрещенных николях при просветлении они остаются коричневыми и лишь единичные из них дают розовато-оранжевые тона интерференции. В начале градации AK_1 структура и текстура ОВ еще вполне различимы даже при одном николе. В конце AK_1 снижается прозрачность мацералов, но наблюдается довольно отчетливый плеохроизм. В скрещенных николях структура различима лучше, чем при одном николе. В отраженном свете это проявляется хуже, т.к. анизотропия некоторых мацералов (особенно лейптинита) недостаточно отчетлива для их диагностики. В органической массе наблюдаются лишь единичные анизотропные нитевидные частицы, напоминающие споринит или кутинит. Поэтому даже на этой, довольно высокой градации катагенеза, целесообразнее изучать ОВ в проходящем свете.

На градации AK_2 в шлифах при одном николе витринит коричневый, бурый, реже черный с хорошо заметным плеохроизмом. Лейптинит буро-коричневый и очень слабо выделяется на фоне органической массы. В скрещенных николях резко выражена анизотропия витринита, дающая при просветлении желтые тона. Споринит и кутинит в скрещенных николях розовато-желтые, лучше всего заметные при погасании витринита. Изучение ОВ весьма затруднено в проходящем свете. Целесообразнее использовать отраженный свет, поскольку при этом освещении анизотропия многих мацералов достаточно отчетлива. Наиболее анизотропны фрагменты витринита. Структура и состав мацералов из-за двуотражения вполне различимы и при одном николе.

На градации AK_3 в шлифах ОВ просвечивает лишь небольшими участками, мацеральный состав практически неразличим, хотя плеохроизм отчетливый. В скрещенных николях наблюдается яркая анизотропия с отчетливым погасанием и просветлением, вследствие чего становится в той или иной степени различим состав ОВ, его структура и некоторые детали строения гелифицированных компонентов. Однако

сложность изготовления прозрачных шлифов из высоко преобразованного ОВ сильно затрудняет возможность изучения мацеровалов в проходящем свете. В отраженном, благодаря отчетливой анизотропии, многие детали строения некоторых мацеровалов сравнительно хорошо различимы как при одном, так и при двух николях. Липоидные компоненты обладают меньшей анизотропией, чем витринит. Они хорошо видны при одном никеле в положении потемнения витринита. В скрещенных николях при просветлении витринита они, наоборот, темнее его, и поэтому вполне различимы.

С ростом катагенеза меняется окраска и мацеровалов группы альгинита (табл. 11).

Таблица № 11

Изменение петрографических признаков талламоальгинита с ростом катагенеза [Петрографические типы..., 1975].

Градации катагенеза	Проходящий свет		Отраженный свет
	при одном никеле	при скрещенных николях	при одном никеле
ПК	прозрачный, светло-желтый и зеленоватый	от темно-серого до серого	темно-оранжевый, оранжево-желтый
МК ₁ ¹	бледно-желтый	от темно-серого до голубовато-серого	буровато-коричневый
МК ₁ ²	желтый, темно-желтый, коричнево-желтый	от светло-серого до темно-серого	темно-серый
МК ₂	красно-коричневый	от темно-коричневого до красного	светло-серый и серый
МК ₃ ¹	не прозрачен	от темно-коричневого до коричневого	то же, слабая анизотропия
МК ₃ ² -АК ₂	не различается		
АК ₃	серый	серый и светло-серый, темнее витринита	серо-белый, четкая анизотропия

Наиболее закономерно это происходит у сохранившихся фрагментов водорослей (талламоальгинит). В интервале градаций ПК-МК₂ его окраска в проходящем свете варьирует от бесцветной и светло-желтой (через различные оттенки желтой и зеленоватой) до желто-коричневой. С ростом катагенеза у него появляются серые оттенки, и он становится практически непрозрачным. В протокатагенезе у талламоальгинита отмечается яркая люминесценция зеленовато-желтого, реже голубого цвета. На градациях МК₁¹⁻² ее интенсивность заметно ослабевает и на МК₂ почти не фиксируется. В отраженном свете окраска талламоальгинита меняется от темной в начале катагенеза, затем приобретает серые тона и становится серо-белой на градации АК₃. В апокатагенезе у него становится отчетливым двуотражение, но выражено слабее, чем у витринита.

Таким образом, из всех мацералов ОВ наиболее чувствительными к изменению термобарических условий являются липоидные. По цвету спор в тонких шлифах, в меньшей мере в аншлифах с иммерсией, можно более или менее уверенно определять степень преобразованности ОВ. Окраска витринита и альгинита – менее показательный в этом отношении признак.

Изложенные материалы свидетельствуют, что диагностика уровня зрелости ОВ углепетрографическими методами обладает рядом преимуществ: а) визуально виден изучаемый объект; б) показатели отражения и преломления можно замерить точно и быстро на малом количестве исследуемого материала; в) можно делать замеры на микроскопических включениях в породах; г) получаем характеристику определенного мацерала, а не смеси их, что позволяет проводить надежную корреляцию изменения их оптических параметров. Поэтому в настоящее время в качестве стандартного показателя уровня зрелости ОВ принята отражательная способность витринита. Возможность объективного количественного измерения этого показателя по стандартной методике обеспечивает чрезвычайно широкое его применение и используется в качестве одного из главных критериев шкалы градаций катагенеза. Для морских и древних толщ, в которых витринит отсутствует, разработаны шкалы катагенеза по аквагенным мацералам ОВ.

2.2. Палеонтологические

2.2.1. Окраска микрофоссилий

Палинологи используют визуальную диагностику уровня зрелости ОВ по изменению окраски и структуры палиноморф (споры, пыльца, кутикула, акритархи) и других микрофитофоссилий. Существенный вклад в развитие этого направления внесли С.М.Gutiahr, Н. Correia, С.Р. Evans, F.L. Staplin, F.H. Cramer. Л.В.Ровнина, Н.С.Овнатанова, М.А.Петросьянц и другие. С.М.Gutiahr (1966) разработал цветовую шкалу и методику измерения абсорбции света. Он отмечал, что цвет палиноморф от желто-оранжевого (диагенез) с ростом преобразованности становится коричневым (катагенез) и затем черным (метагенез). Изменение структурных особенностей происходит главным образом в катагенезе и метагенезе. Н. Correia (1969) и F.L. Staplin (1969) разработали две шкалы, в основу которых положили цветовые и структурные изменения. Они дали соответствующие названия степеням сохранности палиноморф и предложили термин

“термический индекс преобразованности” (TAI – Termal Alteration Index). По окраске, форме и структуре палиноморф выделено пять стадий зрелости.

Л.В.Ровнина с соавторами (1977, 1980, 1982, 2001) на материалах Западной Сибири сопоставили индекс окраски микрофоссилий и показатель их абсорбции со шкалой катагенеза по R^0_{vt} . Разработанная F.L.Staplin и H.Corteia индексация цвета была детализирована и предложена семибальная шкала изменений окраски палиноморф (TAI): 1- диагенез, 2-3 – протокатагенез, 4-6 – мезокатагенез, 7 – конец мезокатагенеза – начало апокатагенеза [Ровнина, 1980]. Наиболее достоверно микрофоссилии диагностируются в интервале 1-6 зон, далее с ростом катагенеза они теряют прозрачность, приобретая черную окраску (табл. 12).

Таблица № 12

Сопоставление шкал окраски микрофитофоссилий и конодонтов с отражательной способностью витринита [Staplin, 1969; Epstein, Harris, 1977; Ровнина, 1980; Овнатанова, Петросьянц, 1984].

Градации катагенеза	R^0_{vt} , %	Микрофитофоссилии		Конодонты		
		TAJ	цвет	CAJ	цвет	степень изменения
ДГ		1	бесцветный с зеленоватым оттенком	1	светло – желтый	не измененный
ПК ₁	0.20-0.30	2	светло-желтый с зеленоватым оттенком			
ПК ₂ ПК ₃	0.30-0.40 0.40-0.50	3	желтый, желто-оранжевый с красноватым оттенком			
МК ₁ ¹	0.50-0.65	4	темно-красный с коричневым оттенком	1.5	желтый	мало измененный
МК ₁ ²	0.65-0.85	5	светло-коричневый			
МК ₂	0.85-1.15	6	коричневый до темно-коричневого	2	оранжевый	умеренно измененный
МК ₃ ¹	0.15-1.50			3	коричневый	сильно измененный
МК ₃ ²	1.50-2.00	7	черно-коричневый до черного	4	темно-коричневый	очень сильно измененный
АК ₁ АК ₂	2.00-2.50 2.50-3.50					
АК ₃	> 3.50			5	черный	метаморфизованный

Диапазон TAI от 1 до 5-6 отвечает главной зоне нефтеобразования. Диагностика уровня зрелости ОВ по микрофоссилиям не всегда совпадает с результатами по отражательной способности витринита. Так, если в скв. Никольская-1 (Западная Сибирь) отмечается хорошая сходимость оценки уровня зрелости ОВ отложений триаса по индексу TAI [Ровнина, 1999] и по R^0_{vt} [Фомин, 1987], то в скв. Тюменская СГ-6 данные

этих методов существенно различаются. Здесь на глубине 6450 м R_{VI}^0 отвечает градации АК₂ [Фомин, 1995; Полякова, Борукаев, 1996; Лопатин, Емец, Зубайраев, 1996], тогда как индекс ТАІ только МК₃². Поэтому оценка уровня зрелости ОВ по окраске микрофоссилий (как и любая визуальная) может быть ориентировочной.

В морских и древних отложениях, в которых террагенное ОВ (в том числе и палиноморфы) отсутствует, уровень зрелости можно определять по окраске других микрофоссилий, например, конодонтов [Epstein, Harris, 1977; Harris, 1979; Овнатанова, Петросьянц, 1982, 1983, 1984, 1985]. Конодонты имеют каркас из минеральных пластинок, пространство между которыми заполнено органическим материалом. Именно эта органическая масса и определяет цвет конодонтов. Чем крупнее экземпляр, тем больше он имеет пластинок, а, следовательно, и больше межпластинчатое пространство, заполненное ОВ. В любом препарате отмечается разнообразие форм и размеров, а иногда и цветовых оттенков. Обычно окраска конодонтов определяется по самому его светлому участку. Вариации окраски конодонтов в одном препарате могут быть обусловлены крепостью или хрупкостью экземпляров. Окисленные фрагменты существенно темнее, чем остальные. Для конодонтов разработана пятибалльная шкала изменения окраски (CAI – Color Alteration Index). Индекс CAI визуально определяется по эталонному цветовому стандарту. Им служит преобладающий тип, с которым сравниваются близкие по морфологии и толщине экземпляры. При определении прозрачности микрофитофоссилий, как было показано выше, используются аналогичные критерии, когда толщина стенки, ориентация фрагмента или его окисленность отражаются на цвете объекта. Различают пять последовательных изменений окраски конодонтов, варьирующих от светло-желтого до черного (табл. 12). При CAI = 1 цвет конодонтов практически не меняется, оставаясь бледно-желтым. Этот процесс начинается с зоны CAI = 1.5 (начало ГЗН), когда фрагмент приобретает ярко-желтые тона, переходящие в оранжевые (зона 2), а затем в коричневые (CAI = 3) и до черного в пятой зоне. В зонах 4-5 происходит существенное потемнение конодонтов и изменение их структуры. В апокатагенезе поверхность фрагментов изменяется от стекловидной, гладкой до зернистой. При искусственном моделировании процесса катагенеза было установлено, что черные конодонты под воздействием высокой температуры (950°C) постепенно становятся матовыми, а затем прозрачными. Поэтому прозрачные конодонты встречаются в метаморфических сланцах и мраморах [Epstein, Harris, 1977].

Индексы термической превращенности микрофитофоссилий (ТАІ) и конодонтов (CAI) дополняют друг друга. Конодонты начинают менять окраску тогда, когда

микрофитофоссилии уже прошли через определенную цветовую гамму. Так индекс CAI = 1 соотносится с индексом TAI от 1 до 5 (табл. 12). Поэтому микрофитофоссилии информативны до средних градаций катагенеза. При более высокой преобразованности они труднее диагностируются, поэтому здесь более информативны конодонты. Недостатками этого визуального метода являются: его субъективность, затруднения при идентификации непрозрачных частиц, сложность выбора сопоставимых объектов по шкале фанерозоя, зависимость прозрачности от толщины объекта. Эти индексы дают приблизительную оценку степени преобразованности, поэтому их целесообразно применять в тех случаях, когда невозможно получить более точные данные.

2.3. Физико-химические методы исследования керогена и битумондов

К ним относятся углехимические (элементный и групповой составы), термические (пиролиз, дифференциально-термический анализ, показатель термической устойчивости), электронный парамагнитный резонанс, дифракция электронов, инфракрасная спектроскопия, состав асфальтенов, биомаркерные показатели.

2.3.1. Углехимические методы

До внедрения в практику углепетрографических методов, углехимические параметры служили основными критериями для диагностики уровня зрелости органического вещества. Они используются и в настоящее время, хотя и в меньшей степени чем прежде. Углехимическое исследование ОВ обычно заключается в определении элементного и группового состава. Получаемые при этом параметры имеют разную информативность для характеристики уровня зрелости ОВ. Одни из них являются ведущими (C^I - содержание углерода, V^I – выход летучих веществ), другие - вспомогательными. Роль отдельных показателей меняется в диапазоне шкалы катагенеза. На них существенно влияет состав исходного материала ОВ и минеральные примеси. Поэтому для этих целей используют анализы гелитолитов. Гелифицированное вещество довольно однородно, чутко реагирует на факторы катагенеза и плавно меняется в ходе углефикации [Станов, 1953; К разработке..., 1958; Аронов, Нестеренко, 1960; Patteisky, Teichmuller, 1960; Krevelen, 1961; Конторович, 1964, Нефтепроизводящие толщи..., 1967; Ким, Летушова, 1968; Сарбеева, Крылова, 1968; Миронов, 1982].

Элементный состав органического вещества

В элементном отношении ОВ состоит преимущественно из углерода (C^I), водорода (H^I) и гетероэлементов (O, N, S). Основными составляющими ОВ являются углерод и водород, суммарное содержание которых изменяется от 60-70% до 95-98% и зависит от типа органического вещества и уровня его зрелости. Общая направленность изменений ОВ в катагенезе – обогащение его углеродом, перераспределение водорода и особенно гетероэлементов. Определение содержания C^I и H^I заключается в сжигании ОВ и полное окисление углерода и водорода до CO_2 и H_2O . Гетероэлементы учитываются чаще всего суммарно по разности. Надежное определение элементного состава ОВ возможно лишь в органически чистом материале. Угли и концентраты нерастворимого ОВ, обычно содержат минеральные компоненты, имеющие в своем составе те же элементы, что и ОВ (C, H, O, S), которые искажают данные элементного состава. В таких пробах с минеральным балластом чаще всего определяется сумма органической и минеральной составляющих каждого элемента, а затем вносятся поправки на содержание минеральной массы.

В.А.Успенский и др. (1958), создавая первую классификацию рассеянного ОВ и уровня его катагенеза, использовал элементный состав органического вещества. В Западной Сибири первые определения уровня катагенеза ОВ на примере керогена тогурской свиты также выполнил В.А.Успенский (1958). Для построения карт катагенеза ОВ данные об элементном составе керогенов и углей впервые начал широко использовать А.Э.Конторович (1964). Он первым предложил строить при диагностике типов ОВ и уровня его зрелости тригонограммы элементного состава керогенов и углей в координатах $C - H - (N+S+O)$. Позднее углехимическое изучение рассеянного органического вещества в СНИИГГиМСе в больших масштабах проводили А.Э.Конторович и Л.И.Богородская, а во ВНИГНИ - О.П.Четверикова. Эти и другие исследователи неоднократно строили углехимические шкалы катагенеза рассеянного ОВ.

Содержание углерода (C^I) - один из старейших углехимических параметров степени преобразованности ОВ. В прошлом он был основным показателем уровня зрелости ОВ по принципу - равный катагенез при одинаковой или близкой степени обуглероженности ОВ. Оценка уровня зрелости ОВ по содержанию углерода наиболее надежна по гумусовым углям. Однако, влияние мацерального состава ОВ (особенно обогащенного липидным материалом) на этот параметр, заставило отказаться от него в

пользу углепетрографических критериев уровня зрелости ОВ. Тем не менее, и сейчас этот параметр используется для определения преобразованности ОВ (табл. 13, рис. 1).

Органическое вещество разнообразно по исходному материалу и по результатам изменения его на торфяной стадии. В одном кусочке угля или в РОВ пород, могут находиться разные мацералы, для каждого из которых характерны определенные изменения при катагенезе. Поэтому значения $C^Г$ (углеродный коэффициент) - зависят не только от постдиагенетических изменений ОВ, но и от разного содержания углерода в мацералах [Палеогеотермические критерии..., 1977]. На одной градации катагенеза содержание углерода убывает от фюзинита к витриниту и далее к лейптиниту. Поэтому без учета мацерального состава ОВ возникают неточности в диагностике уровня зрелости по данному параметру. Разрешающая способность углеродного коэффициента как показателя степени углефикации сравнительно невелика (особенно до среднего катагенеза), поскольку наблюдается перекрытие в содержании $C^Г$ у смежных градаций (табл. 13). Но, вариации значений других углехимических параметров более существенны. По сравнению с ними $C^Г$ менее реагирует на мацеральный состав и связь его с градами катагенеза более устойчивая. Поэтому содержание $C^Г$ и было положено в основу существовавших ранее шкал катагенеза. Наиболее закономерно этот параметр изменяется у витринита (рис. 1).

Таблица № 13

Изменение элементного и группового состава витринита с ростом катагенеза [Станов, 1953; К разработке..., 1958; Аронов, Нестеренко, 1960; Patteisky, Teichmuller, 1960; Krevelen, 1961; Конторович, 1964, Нефтепроизводящие толщи..., 1967; Ким, Летушова, 1968; Сарбеева, Крылова, 1968; Миронов, 1982].

Градации катагенеза	Элементный состав, %			Групповой состав			
	$C^Г$	$H^Г$	O + N + S	$V^Г$, %	$W^Г$, %	Q, ккал/кг	ρ , г/см ³
ПК	60-75	4.5-6.0	16.8-30.0	40-55	8-12	6000-7300	1.30-1.36
МК ₁ ¹	74-81	4.5-5.5	13.7-18.9	35-42	4.3-10.3	7300-8000	1.27-1.37
МК ₁ ²	80-84	5.3-5.7	9.3-14.9	33-45	1.0-2.5	7900-8500	1.23-1.29
МК ₂	85-89	5.0-5.5	6.3-11.6	25-35	0.4-1.7	8400-8600	1.22-1.29
МК ₃ ¹	88-91	4.7-5.1	4.3-8.3	19-26	0.3-0.9	8500-8750	1.24-1.30
МК ₃ ²	90-92	4.3-4.8	3.9-5.2	12-19	0.5-0.8	8700-8800	1.26-1.30
АК ₁	91-93	3.5-4.2	3.2-5.3	8-12	0.4-0.8	8500-8700	1.30-1.36
АК ₂	92-93	3.2-3.5	2.0-3.5	5-7	0.7-0.8	8500-8550	1.38-1.40
АК ₃ ...	> 93	< 3.0	< 1.5	< 4	0.7-3.2	7800-8500	1.38-1.75

Содержание водорода ($H^Г$) в значительной степени характеризует тип ОВ, чем уровень его зрелости. Тем не менее, с ростом преобразованности, содержание водорода в ОВ убывает из-за частичного удаления его в виде воды, сероводорода, аммиака и метана.

Однако это не приводит к резкому падению процентного содержания водорода в элементном составе ОВ, поскольку убывание H^T перекрывается снижением гетероэлементов. Отсюда в начале катагенеза содержание H^T колеблется в близких пределах, причем на градации MK_1^2 наблюдается даже относительное обогащение ОВ водородом (табл. 13). Поэтому содержание H^T может характеризовать высоко преобразованное ОВ, когда этот параметр довольно равномерно убывает (рис. 1). Мацералы ОВ характеризуются разными содержаниями водорода: фюзинит пониженным, лейптинит и альгинит – повышенным. Витринит занимает промежуточное положение между ними. При грубом делении ОВ на террагенный и аквагенный генетические типы, наблюдается пониженное содержание водорода в первом (4.0-5.5%) и повышенное во втором (до 10-12%), связанное с присутствием в нем липидных компонентов. Однако и среди типичных гумолитов встречаются разновидности, обогащенные липидным материалом и соответственно водородом. После завершения главной фазы нефтеобразования, когда липидный материал в значительной степени реализовал свой нефтегенерационный потенциал, содержание H^T в ОВ резко снижается, приобретая значения, близкие к лигниноцеллюлозному.

Увеличение с ростом катагенеза количества углерода и снижение водорода (рис. 1) делает соотношение C/H для генетически однородного ОВ, характерным показателем уровня зрелости. Однако C/H в изометаморфном террагенном и аквагенном ОВ на протяжении всей шкалы катагенеза различно: до главной зоны нефтеобразования оно для аквагенного ОВ имеет пониженные значения за счет высокого содержания в нем водорода. После ГЗН сохраняется той же тенденции (количественно ослабленной) обуславливается несколько пониженным содержанием углерода в аквагенном ОВ по сравнению с террагенным. Лишь на высоких градациях катагенеза интенсивное удаление всех сохранившихся гетероэлементов приводит к сближению характеристик ОВ любого генетического типа [Сарбеева, Крылова, 1968; Ким, Летушова, 1968]. Чаще всего весовое соотношение C/H заменяют на атомарное H/C . Естественно, рассмотренные выше тенденции соотношений приобретают при этом обратный знак.

Гетероэлементы (O, N, S). Хорошим показателем уровня зрелости ОВ могло бы служить содержание кислорода (O^T), поскольку значения этого параметра с ростом катагенеза заметно снижаются (особенно в гелифицированном ОВ). Однако он не обладает большой точностью, поскольку определяется по разности: $O = 100 - (C+H+S+N)$ и на его значения существенно влияет мацеральный состав ОВ. Причем даже у изометаморфного витринита вследствие различий по восстановленности может

быть разное содержание $O^Г$ (резко увеличено в окисленном ОВ). Содержание органической серы (S) с ростом катагенеза практически не меняется. Едва заметное снижение можно иногда наблюдать лишь в апокатагенезе. Органическая сера в некоторой степени является аналогом изменения $O^Г$. Поэтому для суждения об особенностях ОВ, учитывают суммарное содержание кислорода и органической серы (рис. 1, табл. 13). Концентрация азота (N) на торфяной стадии характеризует степень и обстановки разложения исходного материала. Обычно органическое вещество, образовавшееся в аэробных условиях, имеет низкое содержание азота, а в анаэробных – более высокое. Параметром для диагностики уровня зрелости ОВ азот отдельно служить не может, поскольку на его содержание влияет исходный органический материал [Гинзбург, Лапо, Летушова, 1976].

Таким образом, углехимические показатели уровня зрелости ОВ менее надежны, чем углепетрографические, хотя до недавнего времени считались главными, особенно углеродный коэффициент. Изменения этого показателя весьма сложны и по шкале катагенеза имеют разную информативность. Кроме того, в зависимости от мацерального состава ОВ практически одинаковое содержание углерода может фиксироваться на разных градациях катагенеза. Химический состав разных мацералов и направленности их изменения в ходе катагенеза показывает, что параметры элементного состава ОВ могут служить вспомогательными критериями для диагностики уровня зрелости.

Групповой состав органического вещества

Определение группового состава происходит при так называемом “техническом анализе” и включает определение выхода летучих веществ ($V^Г$), теплотворной способности (Q), удельного веса (ρ), влажности ($W^Г$) и зольности (A). Последние два параметра характеризуют балласт ОВ, а остальные его горючую массу. Из них наиболее информативным для диагностики уровня зрелости ОВ является выход летучих веществ.

Выход летучих веществ ($V^Г$) – это масса летучих продуктов разложения ОВ при его нагревании. Значения этого показателя связаны с генетическим типом ОВ и уровнем его зрелости. Он коррелируется с содержанием водорода и поэтому все сказанное выше о диагностическом значении последнего почти полностью относится и к этому параметру. Фюзинит из-за высокой обуглероженности и конденсированности отличается низким выходом летучих веществ, лейптинит – высоким, а витринит занимает промежуточное положение между ними [Гинзбург, Лапо, Летушова, 1976]. В связи с

этим, а также из-за более равномерного изменения параметров витринита с ростом катагенеза, именно $V^Г$ гелифицированного ОВ используется для диагностики уровня зрелости (рис. 1, табл. 13). При этом учитывается, что ОВ, сформировавшееся в восстановительных условиях, отличается повышенным содержанием $V^Г$. Хотя, это отражается до среднего мезокатагенеза, а с $МК_3^1$ данный фактор мало проявляется и совсем не фиксируется в апокатагенезе [Богданова, 1968; Сарбеева, 1968]. На $V^Г$ существенное влияние оказывают минеральные примеси. Выход летучих веществ, рассчитываемый по уменьшению веса навески, будет составлять сумму $V^Г$ минеральных примесей и ОВ. Поэтому у высоко преобразованного ОВ будет значительный $V^Г$, характерный для начала катагенеза [Богородская, Конторович, 1982].

С ростом преобразованности ОВ выход летучих веществ снижается, но по шкале катагенеза это происходит неравномерно [Сарбеева, 1968; Гинзбург, Лапо, Летушова, 1976]. В протокатагенезе $V^Г$ заметно снижается, на грациях $МК_1^{1-2}$ несколько стабилизируется, а начиная с $МК_2$ выход летучих веществ закономерно снижается. В апокатагенезе он резко замедляется и далее практически не меняется (рис. 1, табл. 13). Л.И.Богородская и А.Э.Конторович (1982) показали, что у аквагенного ОВ в начале катагенеза отмечается повышенное содержание $V^Г$, по сравнению с террагенным. После завершения ГФН значения $V^Г$ у обоих типов ОВ начинают сближаться и практически уравниваются в апокатагенезе. Аналогично аквагенному ОВ на выход летучих веществ влияет присутствие липоидных компонентов. Таким образом, в начале катагенеза значения $V^Г$ широко варьируют, поскольку на него существенное влияние оказывают генетический тип ОВ и фациальные обстановки формирования. Но с грации $МК_2$ он может служить показателем уровня зрелости гелифицированного ОВ.

Влажность ($W^Г$). С ростом катагенеза ОВ постепенно теряет влагу. Влажность является наиболее характерным показателем изменения бурых углей. Содержание влаги связано с одной стороны, с пористостью ОВ, а с другой – с наличием в его составе гидрофильных групп. Резкое падение гидрофильности ОВ и значительное уменьшение суммарной пористости в середине мезокатагенеза обуславливает минимальное содержание влаги на этом участке шкалы катагенеза. В апокатагенезе показатель $W^Г$ несколько увеличивается (рис. 1, табл. 13). Л.И.Богородская и А.Э.Конторович (1982) отмечают, что в начале катагенеза фиксируется повышенное содержание $W^Г$ у террагенного ОВ по сравнению с аквагенным. В середине катагенеза эти различия постепенно сглаживаются за счет резкого снижения значений $W^Г$ у террагенного ОВ.

Удельный вес (ρ) или плотность гелитолитов с ростом катагенеза постепенно снижается с минимумом на МК₁²-МК₂ градациях, а затем нарастает (табл. 13). Это связано с составом и строением углей. В начале катагенеза ОВ теряет в виде летучих продуктов воду и уголекислоту, т.е. соединения богатые кислородом. В результате происходит относительное обогащение ОВ водородом, что влечет за собой снижение удельного веса на градациях ПК₃-МК₂. При дальнейшем катагенезе происходит более интенсивное удаление водорода в виде метана, неуклонно растет содержание углерода и конденсированность структуры [Ким, Летушова, 1968; Петрография углей..., 1982]. Все это приводит к увеличению удельного веса. Медленное повышение плотности на градациях МК₃²-АК₁, а затем резкий скачок ее значений при переходе к градации АК₃ свидетельствует о невысокой конденсированности в начале интервала и увеличении интенсивности процесса в конце апокатагенеза. На изменение удельного веса существенно влияет мацеральный состав органического вещества. Фюзинит по сравнению с витринитом обладает повышенным, а лейптинит – пониженным удельным весом. Поэтому при определении этого параметра ориентируются на гелифицированное ОВ.

Теплотворная способность (Q) служит показателем для слабо преобразованного и окисленного ОВ. Для диагностики уровня зрелости ОВ он менее информативен, чем остальные параметры группового состава. Поскольку с ростом катагенеза теплотворная способность ОВ сначала увеличивается (особенно резко при переходе от бурых углей к каменным), достигает максимума на МК₃¹⁻² градациях, а затем в апокатагенезе снижается (табл. 13, рис. 1). На этот параметр заметное влияние оказывает генетический тип ОВ. Липтобиолиты и сапропелиты обладают повышенной теплотой сгорания, что объясняется более высоким содержанием водорода, по сравнению с гумолитами [Муратов, 1970].

Таким образом, для определения уровня зрелости ОВ не существует единого, равнозначного для всей шкалы катагенеза, углехимического параметра. В протокатагенезе критериями преобразования ОВ считаются содержание углерода и влаги. В начале мезокатагенеза информативны: влажность, теплота сгорания, содержание углерода; в конце – выход летучих веществ, содержание углерода, плотность; в апокатагенезе – теплота сгорания, плотность, содержание углерода и водорода. Для надежной диагностики уровня зрелости органического вещества углехимические данные должны быть сопоставлены с углепетрографическими, которые информативны по всей шкале катагенеза.

2.3.2. Физико-химические методы

Пиролиз

Методика и практическое применение результатов пиролиза подробно изложены в работах многих исследователей [Espitalie, 1977, 1985; Teichmüller, Durand, 1983; Peters, 1986; Лопатин, Емец, 1987; Меленевский, 1991 и др.]. Метод является скоростным и работает на малых навесках пробы, поэтому он эффективен для исследования керогена осадочных пород. Пиролиз ОВ, т.е. разложение его при повышенных температурах проводится в аппарате Rock-Eval без доступа кислорода и сопровождается двукратным выделением из него УВ. Результаты анализа изображаются на диаграмме (пирограмме) кривой с тремя пиками: S_1 , S_2 , S_3 (рис. 5). Первая генерация УВ, соответствующая пику S_1 (мгУВ/г), происходит в начальную фазу нагревания (80-320°C). Полагают [Тиссо, Вельте, 1981], что это УВ, генерированные в процессе природного катагенеза. При

дальнейшем нагреве (320-600°C) ОВ термически разрушается и количество вновь образовавшихся УВ выражается пиком S_2 (мгУВ/г). Он отвечает второй генерации УВ, выделяющихся при высокотемпературном пиролизе. Считается, что S_2 соответствует остаточному нефтегазогенерационному потенциалу, который может

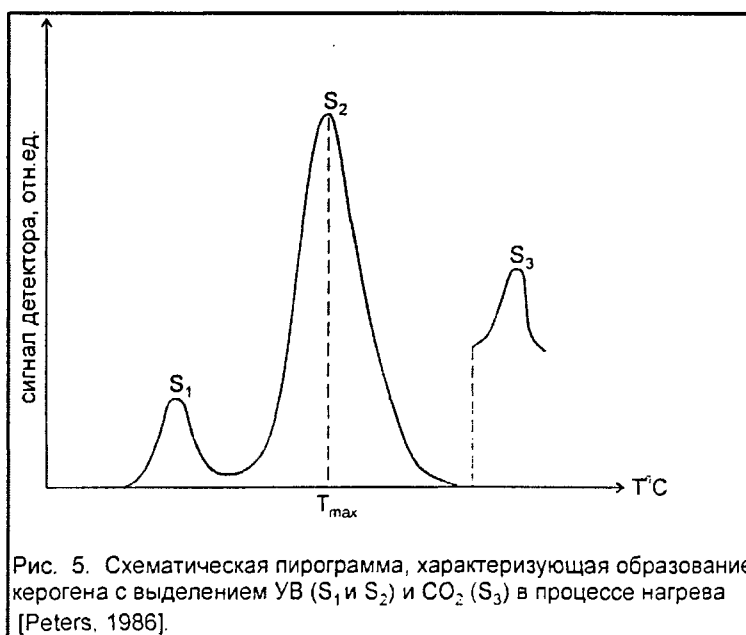


Рис. 5. Схематическая пирограмма, характеризующая образование керогена с выделением УВ (S_1 и S_2) и CO_2 (S_3) в процессе нагрева [Peters, 1986].

быть реализован далее в природных условиях. Сумма S_1 и S_2 является количественной оценкой суммарного генерационного потенциала нефтематеринских отложений. Небольшая высота первого пика (S_1) на пирограмме свидетельствует, что порода еще не вошла в ГЗН, тогда как высокий второй пик (S_2) указывает на значительный остаточный нефтегазоматеринский потенциал (рис. 5). Увеличение первого пика свидетельствует о вхождении отложений в ГЗН. По мере выхода из ГЗН этот пик будет постепенно уменьшаться и увеличиваться второй. При этом смещение максимума второго пика в направлении более высоких температур является показателем увеличения степени

катагенеза ОБ. Показателем уровня зрелости ОБ является также отношение $S_1/(S_1+S_2)$ - коэффициент преобразованности или индекс продуктивности PI. С ростом катагенеза количество свободных УВ (S_1) постепенно увеличивается, а углеводородов, получаемых из керогена в результате пиролиза (S_2) снижается. Соответственно величина PI возрастает. Значение $PI > 0.5$ считается признаком промышленной нефтеносности отложений [Лопатин, Емец, 1987].

Пик S_3 ($\text{mgCO}_2/\text{г}$) - это углекислый газ, выделяющийся во время пиролиза. Количество CO_2 (если оно образовалось за счет органической части породы) считается косвенным показателем содержания кислорода в керогене. При известном количестве органического углерода ($C_{\text{орг}}$) в пробе, можно вычислить содержание водорода и кислорода в ОБ. Оно выражается соответственно водородным [$HI = (S_2/C_{\text{орг}}) \cdot 100$] и кислородным [$OI = (S_3/C_{\text{орг}}) \cdot 100$] индексами. Они являются аналогами элементных отношений H/C и O/C. По мере созревания ОБ происходит закономерное уменьшение этих индексов, причем для аквагенного ОБ преимущественно водородного (HI), для террагенного - кислородного (OI).

Для интерпретации пиролитических данных широко используются диаграммы, построенные в координатах: HI – OI [Krewelen, 1961]. По диаграмме зависимости HI и OI можно ориентировочно оценить уровень зрелости ОБ. С ростом катагенеза значения индексов уменьшаются, что связано с постепенным истощением генерационного потенциала. Установлено, что на определенных участках шкалы катагенеза отмечаются разные значения HI и OI у террагенного и аквагенного ОБ. Высокие значения водородного индекса при относительно низких кислородного, фиксируются в протокатагенезе (у любого типа ОБ). В мезокатагенезе эта закономерность наблюдается при доминировании в составе ОБ лейлтинита и альгинита. В апокатагенезе мацеральный состав ОБ мало сказывается на параметрах HI и OI [Espitalie, Deroo. Marguis, 1985]. Эти авторы предложили оценивать уровень зрелости ОБ с помощью графика зависимости HI от величины Tmax (температура максимальной скорости выделения углеводородов - пик S_2), поскольку с ростом катагенеза наблюдается постепенное увеличение значений этого параметра. В незрелых породах он составляет менее 435°C , в ГЗН - $435\text{-}460^\circ\text{C}$.

Точность определения Tmax зависит от инструментальных особенностей установки [Меленевский, 1991] и от природы ОБ. В итоге это может привести к значительным вариациям данного параметра. Абсолютные значения Tmax и интенсивность их изменения существенно различаются у террагенного и аквагенного ОБ. Величина Tmax

у аквагенного ОВ с ростом катагенеза практически не меняется и колеблется в интервале 440-450°C [Espitalie, Deroo, Marguis, 1985]. Тогда как у террагенного наблюдается значительный рост этого параметра (в апокатагенезе до 600°C и выше). Липоиды в этом отношении занимают промежуточное положение, поэтому диагностика уровня зрелости более надежна по гелифицированному ОВ. Это было наглядно продемонстрировано на примере изучения террагенного ОВ юрских и триасовых отложений в скв. Тюменская СГ-6 [Меленевский, Фомин, 1997]. Здесь на глубине 3.8 км уровень зрелости ОВ отвечает концу градации МК₁², а значения T_{max} и HI составляют соответственно 440°C и 204 мг УВ/г С_{орг}. Вниз по разрезу катагенез постепенно нарастает и на глубине 4.5 км достигает градации МК₃¹. Величина водородного индекса значительно снижается (56мгУВ/гС_{орг}), а T_{max} возрастает до 475°C. На глубине 5.2 км (АК₁) эти параметры более резко изменяются, составляя соответственно 12 мгУВ/гС_{орг} и 575°C. В середине апокатагенеза (5.7 км) T_{max} достигает 600°C, а генерационный потенциал ОВ уже почти исчерпан (HI – 3 мгУВ/гС_{орг}).

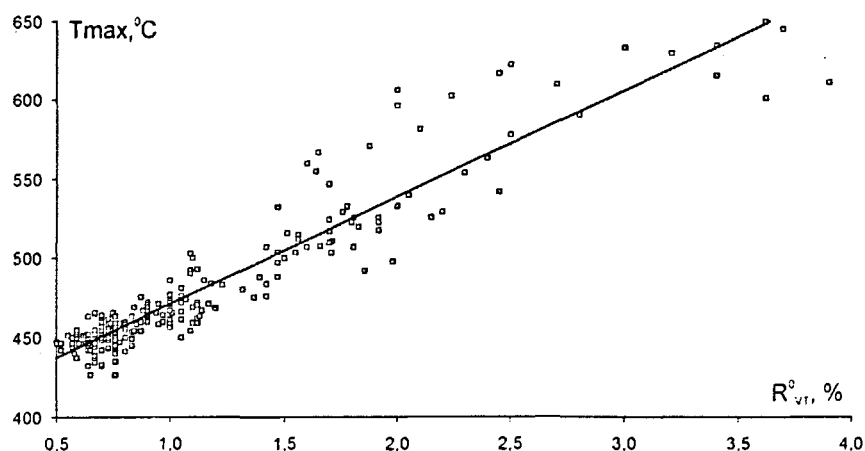


Рис. 6. Зависимость между отражательной способностью витринита (R^0_{vt}) и пиролитическим параметром (T_{max}) с ростом катагенеза в мезозойских и палеозойских отложениях Западно-Сибирского мегабассейна.

По углепетрографическим данным автора и пиролитическим В.Н.Меленевского построен корреляционный график зависимости между T_{max} и R^0_{vt} в мезозойских и палеозойских отложениях Западно-Сибирского мегабассейна (рис. 6). Несмотря на разброс значений T_{max} наблюдается неуклонное увеличение этого параметра с ростом катагенеза. Этот график использовался автором для оценки уровня зрелости ОВ по величине T_{max} и перевода значений этого параметра в R^0_{vt} . Следует учитывать, что на T_{max} оказывают влияние многие факторы. Его значения менее надежны, когда на пирограммах максимум пика S_2 выражен нечетко (<0.2 мгУВ/г). Величина T_{max} зависит также от массы образца. Если навеска <10 мг, то значения T_{max} увеличиваются из-за эффекта более сильного охлаждения маленькой навески потоком гелия [Espitalie, Deroo, Marguis, 1985]. Кроме того, T_{max} варьирует в зависимости от следующих факторов: а)

чем меньше скорость нагрева, тем меньше $T_{\max}$; б) с увеличением размера частиц породы $T_{\max}$ возрастает; в) в обогащенных ураном породах отмечаются более высокие величины $T_{\max}$; г) присутствие в составе ОВ высоко преобразованных переотложенных частиц дает повышенный $T_{\max}$; д) нахождение в породах жидких УВ значительно занижает величины $T_{\max}$ [Лопатин, Емец, 1987].

Пиролиз не всегда дает стабильные результаты, поскольку небольшие изменения в методике приводят к противоречивым данным. Не совсем ясно, что же на самом деле в ОВ подвергается крекингу и какая часть керогена участвует в этом. Экспериментальный термолиз различных ОВ показал, что максимумы выхода углеводородных продуктов пиролиза смол, асфальтенов и керогена примерно одинаковы и соответствуют температуре пиролиза 450-480°C [Пиролиз как..., 1986]. В температурном интервале выхода пика S_2 (350-360°C) происходит крекинг и возгонка не только керогена, но и значительной части смолисто-асфальтеновых веществ. Последние составляют основную часть керитов, гильсонитов, антраксолитов, которые поддаются крекингу при значительных температурах (> 400-500°C), характерных для высоких градаций катагенеза. Достоинствами метода являются: отсутствие предварительных химических и других обработок образцов, малые навески, быстрота анализа, разнообразная геохимическая информация. К последней относятся – количество свободных жидких и газообразных УВ, остаточный генерационный потенциал, уровень зрелости ОВ. Для диагностики степени преобразованности ОВ желательно пиролитические данные сопоставлять с углепетрографическими.

Показатель термической устойчивости

Органическое вещество при нагреве без доступа воздуха способно претерпевать термические превращения, степень и глубина которых при прочих равных условиях зависят только от состава и свойств ОВ. Термическая стойкость ОВ зависит (в соответствии с наличием термически малоустойчивых главным образом алифатических и алициклических структур) как от природы ОВ, так и от степени его преобразованности. П.Ф.Андреев с соавторами [Свойства и строение..., 1955] предложили определять генетический тип ОВ и уровень его зрелости по величине “летучего углерода”. Метод основан на различной термической устойчивости аквагенного и террагенного ОВ, зависящей также от уровня его зрелости. “Летучий

углерод” рассчитывался по уменьшению содержания углерода после термической обработки при 550⁰С относительно исходного углерода в нерастворимом остатке. Позднее для оценки уровня зрелости ОВ было использовано отношение C_R/C_T [Gransch, Eisma, 1966]. Оно оценивается долей остаточного углерода (C_R) от общего, принятого за единицу (C_T), после выдержки в изотермических условиях (900⁰С) в токе азота.

А.Э.Конторович и Л.И.Богородская [Разработка новых..., 1982ф] усовершенствовали процесс получения термической характеристики, названной ими показателем термической устойчивости (ПТУ) и предложили менее жесткие условия пиролитического разложения ОВ, а именно, температуру воздействия 300⁰С в токе азота на органическое вещество в нерастворимом остатке, соответствующую первому экзотермическому максимуму на термограммах. Весовым способом определялся органический углерод ($C_{орг}$) в исходных пробах ($C_{исх}$) и термообработанных ($C_{ост}$). Для расчета показателя термической устойчивости использована формула: $ПТУ = (C_{ост}/C_{исх} \cdot 100) \cdot K$, где K – “выход” нерастворимого остатка после термической обработки (%), равный $(P_2/P_1) \cdot 100$, где P_1 и P_2 – масса нерастворимого остатка до и после термообработки соответственно (в граммах). Таким образом, ПТУ характеризует уровень катагенеза ОВ по доле остаточного углерода в ОВ после обработки его в течение часа в изотермических условиях (300⁰С) в токе азота. Значения ПТУ выражают в долях от общего углерода, принятого за единицу, до сотых долей. Авторами получен широкий интервал значений ПТУ (от 0 до 1) по всей шкале катагенеза, которые были сопоставлены с углепетрографическими и углехимическими параметрами (табл. 14). Для

Таблица № 14

Изменение показателя термической устойчивости (ПТУ) с ростом катагенеза для разных генетических типов ОВ [Разработка новых..., 1982ф].

Градации катагенеза	R_{vt}^0 , %	Террагенное ОВ		Смешанное ОВ		Аквагенное ОВ	
		C^I , %	ПТУ	C^I , %	ПТУ	C^I , %	ПТУ
ПК	< 0.50	< 73	< 0.40	< 74	< 0.20	< 74	< 0.10
МК ₁ ¹	0.50-0.65	73-77	0.40-0.68	74-80	0.20-0.40	74-80	0.10-0.30
МК ₁ ²	0.65-0.85	77-82	0.68-0.75	80-82	0.40-0.58	80-82	0.30-0.54
МК ₂	0.85-1.15	82-86	0.75-0.79	82-86	0.58-0.73	82-86	0.54-0.71
МК ₃ ¹	1.15-1.50	86-89	0.79-0.83	86-89	0.73-0.81	86-89	0.71-0.81
МК ₃ ²	1.50-2.00	89-91	0.83-0.86	89-90	0.81-0.86	89-90	0.81-0.86
АК ₁	2.00-2.50	91-92	0.86-0.89	> 90	> 0.86	> 90	0.86-0.89
АК ₂	2.50-3.50	92-93	0.89-0.92	-	-	-	0.89-0.92
АК ₃	> 3.50	> 93	> 0.92	-	-	-	> 0.92

выработки диагностических параметров уровня зрелости методом ПТУ в качестве эталонов террагенного ОВ использовались гумусовые угли Кузнецкого бассейна, ОВ

смешанного состава - керогены пород тюменской свиты Западно-Сибирского мегабассейна, аквагенного ОВ - керогены баженовской свиты Западной Сибири, а также кембрия и докембрия Сибирской платформы.

Авторами показаны достоинства и недостатки этого метода и предложены рекомендации для его применения. Статистическая обработка результатов анализов показала хорошую воспроизводимость определений ПТУ. Надежность этого параметра зависит от: содержания Сорг и точности определения его в нерастворимых после обработки соляной кислотой дебитуминизированных хлороформом остатках породы; стабильности температуры при выдержке в изотермических условиях; качества подготовки пробы к анализу (неполнота декарбонизации, неоднородность, степень чистоты, наличие битумоида и др.); литологического состава пород (в карбонатных породах значения ПТУ несколько занижены). Малые концентрации Сорг занижают значения ПТУ, поэтому более надежные результаты получаются при содержании ОВ в породах не менее 2%. Высокая битуминозность пород, а также разбавление проб бедных органическим веществом нейтральной прокаленной породой до оптимального содержания Сорг ($> 2\%$) занижает значения ПТУ. В целом значения ПТУ хорошо согласуются с углепетрографическими и углехимическими параметрами. Достоинствами метода являются его экспрессность и высокая производительность. Недостатком - невозможна правильная диагностика градаций катагенеза без учета генетического типа органического вещества.

Дифференциально-термический анализ

Дифференциально-термический анализ (ДТА) позволяет выявлять фазовые превращения, протекающие в ОВ при нагревании. Если при этом происходит поглощение или выделение тепла, то возникает разность температур между образцом и эталоном. Она регистрируется отклонением кривой ДТА (термограммы) вверх (экзотермический эффект) или вниз (эндотермический) от условного нулевого положения. За основной диагностический признак принимается температура начала экзотермического эффекта ($T_{н.э.}$) выгорания ОВ в пробе. В качестве дополнительных признаков служат его форма, высота, температура максимального выгорания и окончания эффекта. На характер термограмм существенное влияние оказывает содержание ОВ в породе. Наиболее четкие экзотермические эффекты выгорания ОВ регистрируются при содержании его в пробе порядка 2% [Алексеев, Иванов, Красавина,

1974; Козлова, 1977]. При исследовании углей или пород богатых ОВ, пробу разбавляют инертным материалом, не влияющим на характер кривой ДТА. Бедные ОВ породы, наоборот, обогащают путем растворения минеральной части в плавиковой и соляной кислотах. По данным Н.А.Еременко с соавторами [Термическое исследование..., 1982], на результаты термического анализа ОВ влияет наличие в породах термоактивных минералов (слюда, хлорит, пирит и др.), имеющих экзо - и эндотермические эффекты в тех же температурных пределах, что и ОВ.

В.П.Иванова с соавторами [Термический анализ..., 1974] считают, что на термическую характеристику существенно влияет мацеральный состав ОВ. Эти исследователи изучили витреновые и фюзеновые угли по всей шкале катагенеза. На термограммах витренов зафиксирован четкий экзотермический эффект, температура которого повышается по мере роста уровня зрелости (рис. 7). Наблюдается также постепенное уменьшение, вплоть до полного исчезновения на кривой ДТА (градации АК), дополнительного более низкотемпературного экзотермического эффекта. Фюзены отличаются от витренов отсутствием первого экзотермического эффекта начиная с градации $МК_1^2$ и значительно меньшей его интенсивностью на $МК_1^1$. У фюзенов начальных и средних градаций катагенеза максимум второго экзотермического эффекта смещается в область более высоких температур. Увеличение содержания лейптинита сопровождается усилением интенсивности экзотермического эффекта в интервале 250-450°C и появлением эндотермического эффекта на 450-500°C. Термограмма витринита в отличие от лейптинита характеризуется значительно меньшей интенсивностью первого экзотермического эффекта.

У сапропелевых углей (кеннель, богхед, касьянит, сапроколлит и др.) на градациях ПК- $МК_1^2$ не прослеживается закономерного изменения характера термограмм с ростом катагенеза. Однако каждой градации соответствует вполне определенная термическая характеристика [Термический анализ..., 1974]. Термограмма кеннеля (группа сапрогумолитов) градации $МК_1^1$, отлична от кривой ДТА богхеда той же степени преобразованности и напоминает кривую витринита. Следовательно, на характер термограмм сапропелитов в большей степени влияет состав ОВ, чем степень его катагенеза. Кривая ДТА кеннель-богхеда весьма сходна с термограммой кеннеля, но осложнена дополнительным пиком около 500°C. Термограмма сапроколлита градаций ПК похожа на кривую ДТА богхеда градации $МК_1^1$, что также можно объяснить близким исходным составом коллоидного вещества сапроколлита с богхедом. Термограммы собственно сапропелитов (богхеды, сапроколлиты) имеют сходство с кривыми ДТА

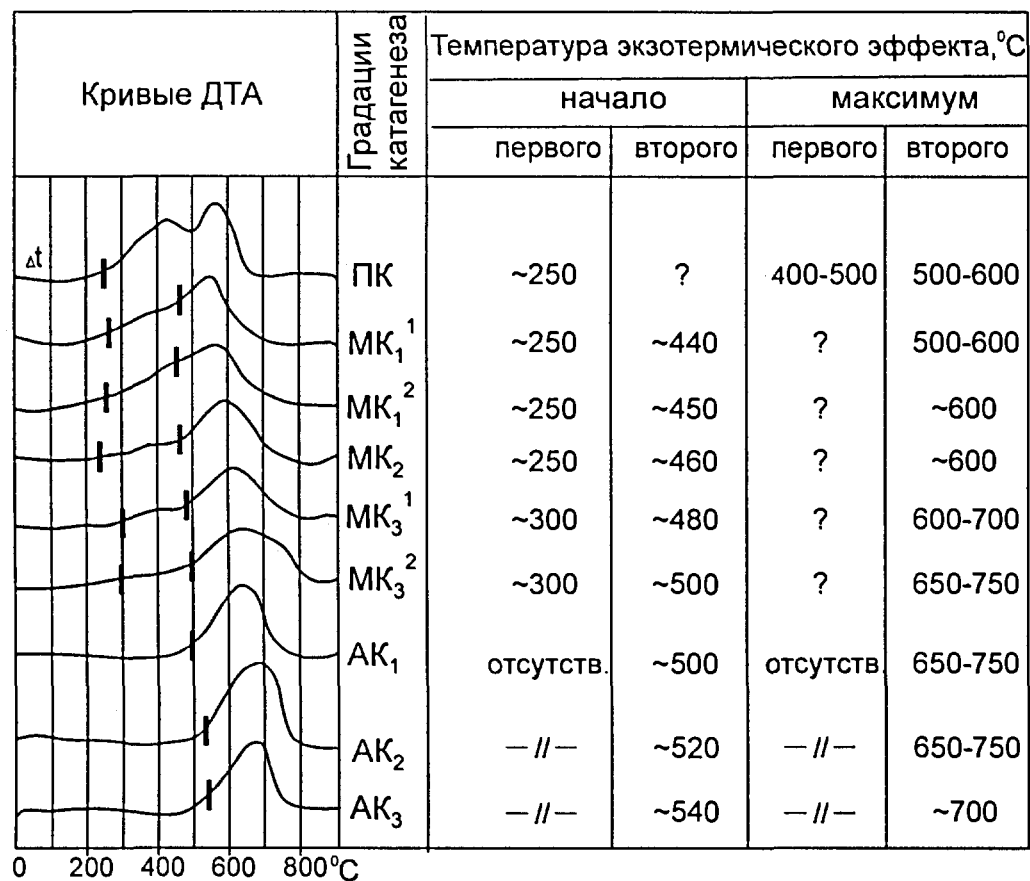


Рис. 7. Термограммы витреных углей (2% ОВ + 98% Al_2O_3) Донбасса в интервале ПК-АК₃ градаций катагенеза [Термический анализ..., 1974].

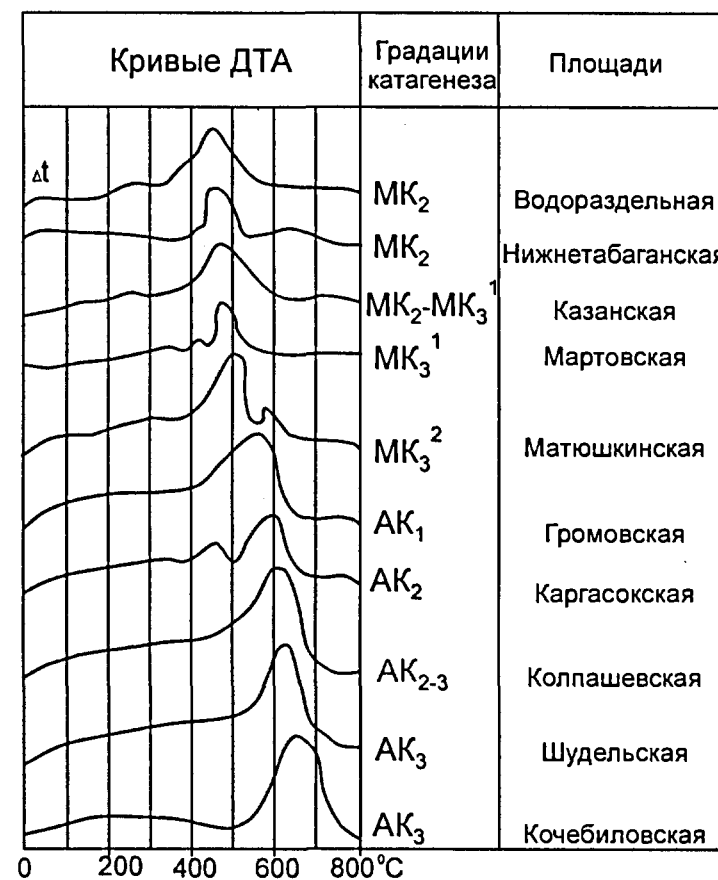


Рис. 8. Термограммы органического вещества палеозойских пород Западно-Сибирского мегабассейна в интервале МК₂-АК₃ градаций катагенеза.

гумито–сапропелитов (кеннели, касьяниты, кешпель-богхеды). Экзотермические эффекты выгорания сапропелевого ОВ смещаются на кривых ДТА в область меньших температур, по сравнению с изометаморфными гелитолитами.

Таким образом, мацералы ОВ одного и того же уровня зрелости имеют различные термические характеристики. Экзотермические эффекты выгорания у сапропелевых и липоидных компонентов смещаются в область более низких температур, а у фюзинизированных – более высоких. Витринит занимает между ними промежуточное положение и характеризуется более четкими термическими характеристиками. В связи с этим, экзотермические эффекты выгорания витринита предпочтительнее для диагностики уровня зрелости (рис. 7). В апокатагенезе термические характеристики мацералов сближаются. И в этом случае можно исследовать органические смеси, даже без предварительного определения природы ОВ.

Автором методом ДТА изучены палеозойские отложения Западно-Сибирского мегабассейна, содержащие РОВ смешанного мацерального состава (рис. 8). В породах с Водораздельной, Нижнетабаганской, Казанской и Мартовской площадей доминирует аквагенный материал, в остальных – террагенный. Несмотря на различия в генетическом типе РОВ, в интервале МК₂-АК₃ градаций катагенеза отчетливо прослеживается смещение максимума второго пика выгорания РОВ в область более высоких температур. Следовательно, методом ДТА можно исследовать РОВ пород без предварительного выделения из них керогена и ориентировочно проводить диагностику уровня зрелости ОВ от протокатагенеза до метагенеза. Преимуществом метода является также то, что он делает возможным примерно разграничивать ОВ, претерпевшее метаморфические изменения, когда другие химические методы становятся мало информативными. Здесь термография позволяет судить об интенсивности метаморфизма даже графитизированных разностей органического вещества.

Электронный парамагнитный резонанс

Явление электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) основано на резонансном поглощении электромагнитных волн парамагнитными веществами в постоянном магнитном поле. ЭПР позволяет исследовать тонкую структуру органического вещества, свидетельствующую о наличии свободных радикалов ароматического типа. Конденсированные ароматические структуры ОВ содержат свободно-радикальные центры с не спаренными электронами. В ходе катагенеза небольшие группы атомов

углерода и водорода отщепляются от ОВ и из-за наличия не спаренных электронов остаются центры со свободными радикалами. В дальнейшем с повышением температуры число свободных радикалов (спинов) в структуре ОВ увеличивается. ЭПР и является методом, основанным на измерении числа свободных радикалов. Энергия ЭПР выражается электрическим сигналом в виде кривой, амплитуда и форма которой зависят от количества свободных электронов в исследуемом веществе. Этот сигнал дает сведения о парамагнитной восприимчивости (N_S). Установлено [Marchand, Jibert, Combaz, 1969], что интенсивность сигнала ЭПР или N_S пропорциональна числу свободных радикалов и увеличивается с ростом катагенеза.

Для оценки уровня зрелости ОВ предложено [Pusey, 1973] использовать плотность спинов (число свободных радикалов на грамм керогена - спин/г). Этот показатель информативен для однотипного по составу ОВ в мезокатагенезе, где величина N_S изменяется от $0.5 \cdot 10^{19}$ до $2-3 \cdot 10^{19}$ спин/г [О природе сигналов..., 1968; Marchand, Jibert, Combaz, 1969; Pusey, 1973; Барташевич, Чуткерашвили, 1975; Durand, Marchand, Combaz, 1977; Тиссо, Вельте, 1981]. В апокатагенезе количество свободных радикалов уменьшается до $0.2 \cdot 10^{19}$ спин/г [Robert, 1985]. Оно зависит от типа ОВ. Установлено, что до середины мезокатагенеза отмечаются различия в сигналах ЭПР у отдельных мацералов (рис. 9): террагенное ОВ характеризуется более высокими значениями сигналов, чем аквагенное и липоидное [Барташевич, Чуткерашвили, 1975; Тиссо, Вельте, 1981]. Отчетливо прослеживается, что экзипит и витринит до конца мезокатагенеза имеют спиновые концентрации порядка $5-15 \cdot 10^{18}$ /г (у последнего эти значения несколько выше). При более высокой преобразованности, когда многие параметры этих мацералов заметно сближаются, спиновые концентрации их возрастают до величины $40 \cdot 10^{18}$ /г. В целом, общая тенденция изменения для всех типов ОВ одинакова. С ростом катагенеза сигнал увеличивается, достигает максимума в конце мезокатагенеза, а затем снижается.

Важным параметром метода ЭПР является величина концентрации парамагнитных центров (ПМЦ) в ОВ. Вариации кривых ПМЦ совпадают с изменением ряда структурных параметров, что позволяет использовать их для оценки уровня зрелости ОВ. В начале катагенеза с ростом концентрации парамагнитных центров отмечается также увеличение размера упорядоченной области упаковки конденсированных слоев. В конце мезокатагенеза снижаются концентрации ПМЦ в органическом веществе. И.И.Нестеровым с соавторами [Нефтегазоносность глинистых..., 1987; Нестеров, 2004] показано изменение концентраций парамагнитных центров в керогене и углях Западной

Сибири преимущественно витринитового состава (рис. 10). Узкий спектр ЭПР углей в вакууме имеет близкие значения ПМЦ с асфальтенами углей. Точки перегибов кривых изменения концентрации ПМЦ в широком спектре ЭПР углей, как в воздухе, так и в вакууме совпадают с точками перегиба узкого спектра ЭПР асфальтенов углей и изменениями размера упорядоченной области упаковки ароматических ядер витринита. Это позволило автору предположить, что точки перегиба отражают изменение структуры ОВ, и приурочены к границе мезо – и апокатагенеза.

Интересные материалы получены И.Д.Поляковой с соавторами (рис. 11) при изучении керогена триас-юрских отложений скв. Тюменская СГ-6 в интервале МК₂-АК₃ градаций катагенеза [Нефтегазогенерационный потенциал..., 1995]. На рис. 11 видно, что концентрации ПМЦ (N_S) с ростом катагенеза постепенно увеличиваются. Правда, происходит это импульсивно, но тенденция увеличения их с глубиной отчетливо прослеживается. На фоне этой тенденции выделяются четыре пика: в середине градации МК₃¹, при переходе от МК₃¹ к МК₃², в начале градации АК₁ и в середине АК₂. На МК₂ структура керогена изменяется постепенно, на других градациях катагенеза этот процесс проявляется более резко, особенно на АК₂. На АК₃ концентрации ПМЦ заметно снижаются, что, возможно, является следствием постепенной стабилизации структуры керогена. Наблюдаемый кислородный эффект (амплитуда сигнала ЭПР в вакууме больше, чем на воздухе) тем выше, чем более преобразовано органическое вещество.

Несмотря на многие достоинства, данные электронного парамагнитного резонанса не позволяют однозначно судить о преобразованности ОВ. Наличие максимума на кривых вносит неопределенность в оценку уровня зрелости ОВ, поскольку одна величина сигнала ЭПР может соответствовать двум различным градациям катагенеза. Например, для градаций МК₂ и АК₃ значения парамагнитной восприимчивости совершенно одинаковы (рис. 9, 10). К тому же при общем повышении ПМЦ с ростом катагенеза у террагенного ОВ отмечаются два минимума на кривой (градации МК₂ и МК₃²). Влияют на параметры ЭПР и различия в исходном типе органического вещества. На всех этапах катагенеза, за исключением градаций МК₃²-АК₁, на которых парамагнитная восприимчивость у разных типов ОВ сближается, отмечаются повышенные значения параметров ЭПР у террагенного ОВ по сравнению с аквагенным и липоидным. Кроме того, определенное влияние на характеристики ЭПР оказывает также время рекомбинирования свободных радикалов. Из-за значительного разброса данных, метод электронного парамагнитного резонанса не получил широкого признания.

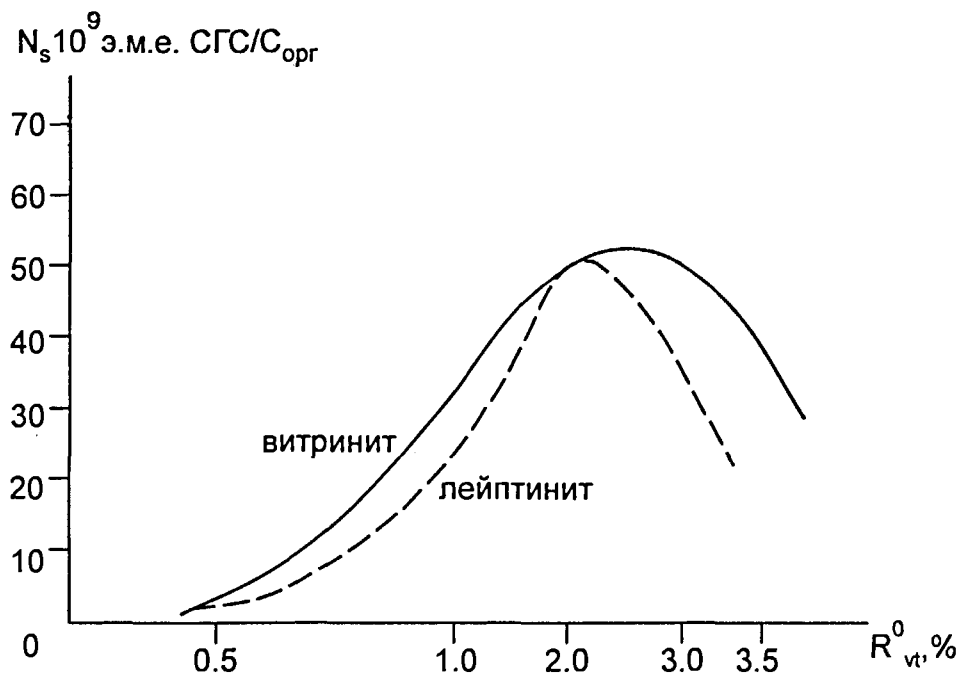


Рис. 9. Изменение парамагнитной восприимчивости (N_s) витринита и лейптинита с ростом катагенеза [Тиссо, Вельте, 1981].

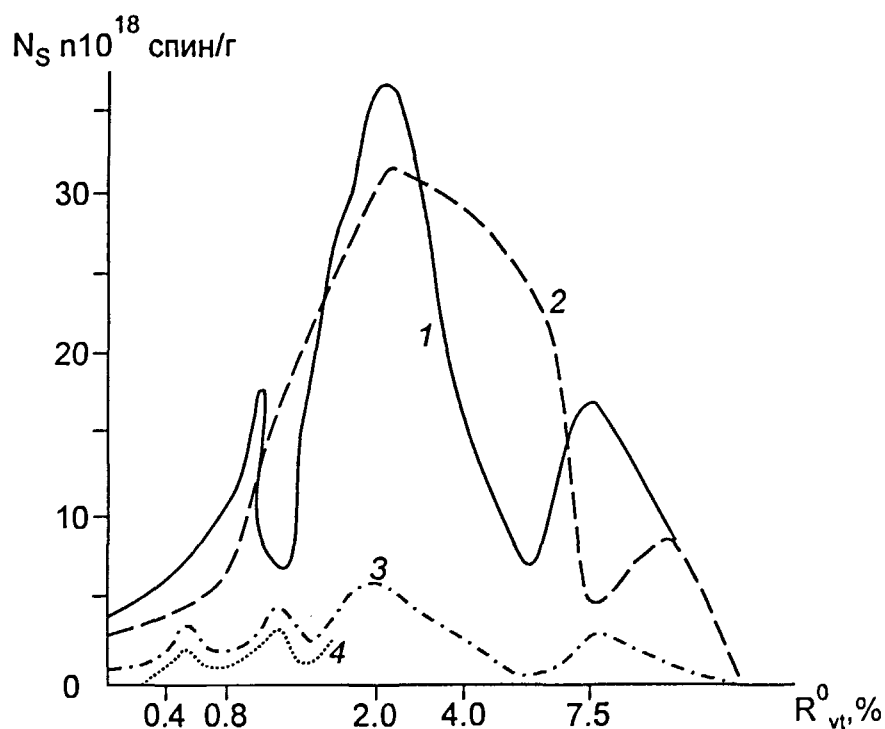


Рис. 10. Изменение концентраций ПМЦ (N_s) в ОВ с ростом катагенеза [Нефтегазоносность глинистых..., 1987].
1- угли на воздухе; 2-3- широкий и узкий спектры углей в вакууме; 4- асфальтены углей.

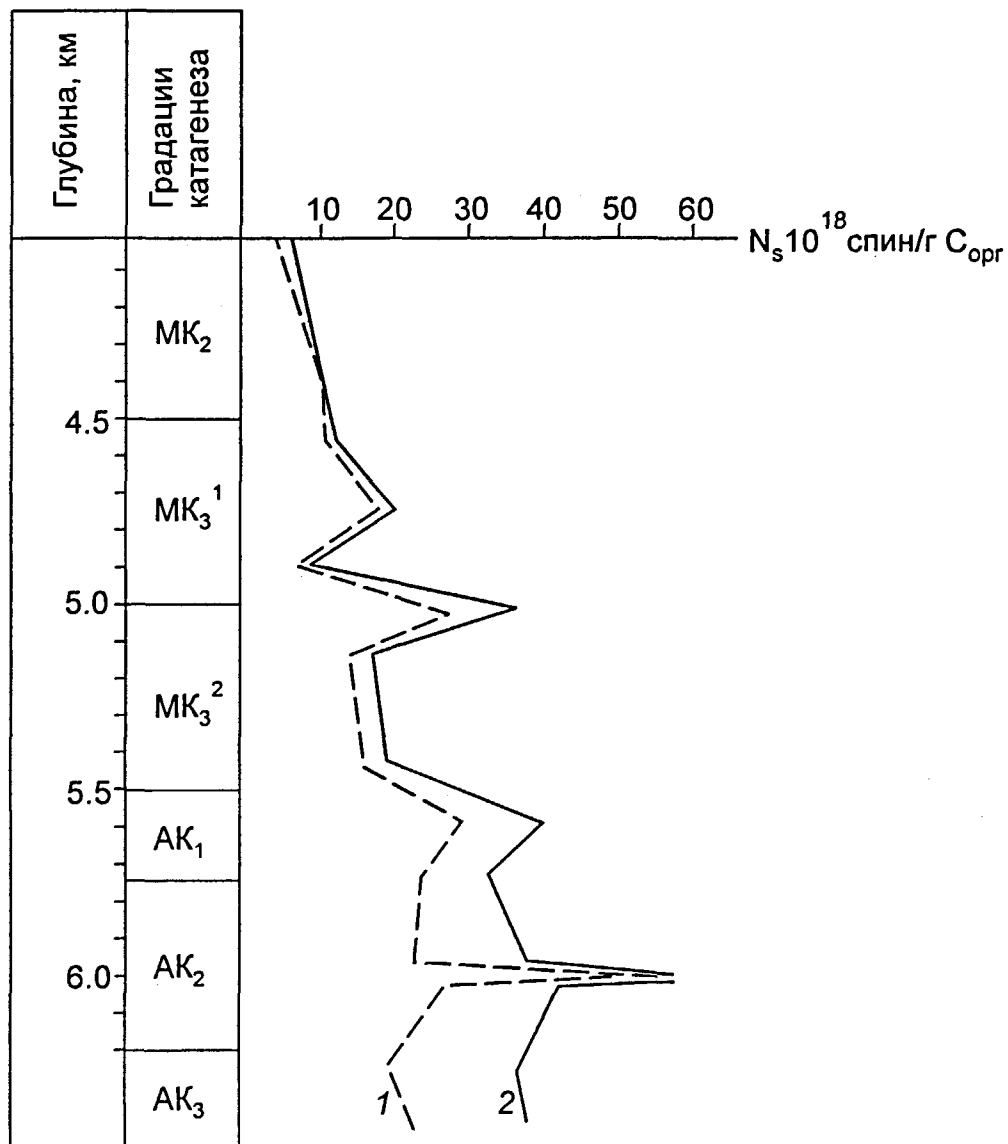


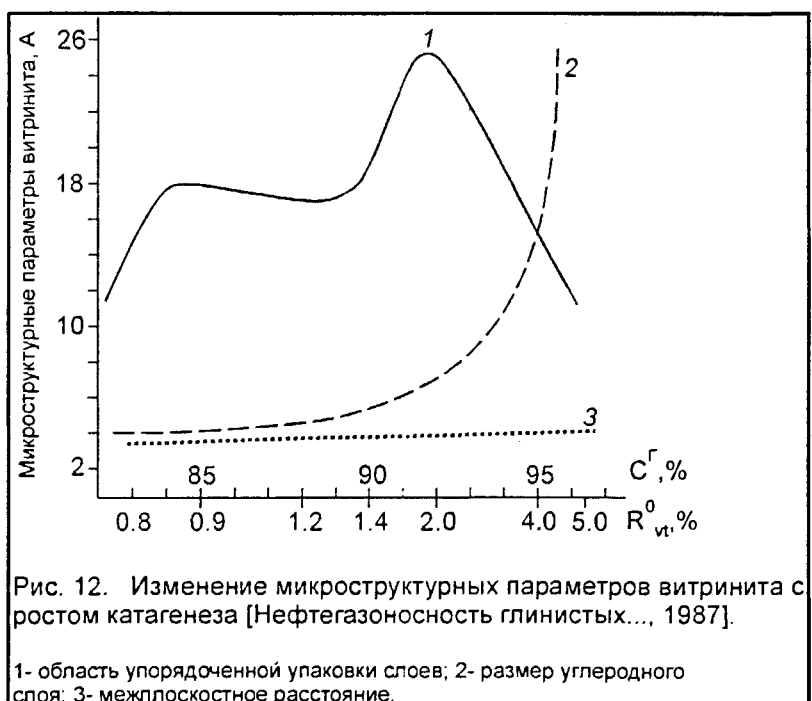
Рис. 11. Изменение концентраций парамагнитных центров (N_S) в керогене триас-юрских отложений скв. Тюменская СГ-6 с ростом катагенеза [Нефтегазогенерационный потенциал....., 1995].
1- в воздухе; 2- в вакууме

Дифракция электронов

Определенную информацию о типе и уровне зрелости органического вещества дает расшифровка его микроструктуры электронно-микроскопическим изучением размеров поликонденсированных ароматических молекул, а также степени их упорядоченности и пространственной ориентировки. Кристаллическая упорядоченность ОВ постепенно возрастает от протокатагенеза до метакатагенеза: чешуйки ароматических молекул приобретают параллельную ориентировку, а расстояния между ними закономерно уменьшаются. Для определения степени упорядоченности углеродных структур в керогене, а также трансформации их в процессе захоронения, применяется дифракция электронов [Oberlin, Boulmier, Durand, 1974]. Этим методом установлено существование в керогене пакетов из 2-4 относительно параллельных ароматических слоев. Межслоевое расстояние в слабо преобразованном керогене варьирует от 3-4 до 6-7Å, а с ростом катагенеза этот интервал значительно сужается. В этом же направлении происходит смена случайной ориентации слагающих ОВ пакетов более крупными агрегатами. Ароматические слои сохраняют свою толщину (5-10Å) и индивидуальность, но постепенно выстраиваются параллельно друг другу. Протяженность этих агрегатов в сильно преобразованном ОВ достигает 80-500Å [Тиссо, Вельте, 1981].

В начале мезокатагенеза размер области упорядоченной упаковки ароматических слоев в витрините резко нарастает и достигает 15-18Å (рис. 12). На градации МК₂ эти

значения несколько
снижаются, диаметр
углеродного слоя
увеличивается с 3.9 до 4.0Å,
межплоскостное расстояние
в витрините уменьшается с
3.63 до 3.58Å. В конце
мезокатагенеза отмечается
резкий рост размеров
упорядоченной области
упаковки углеродных слоев
и диаметра углеродного
слоя. В начале



апокатагенеза размеры области упорядоченной упаковки углеродных слоев достигают

максимальных значений ($26\text{\AA}$). На градации AK_2 в $ОВ$ фиксируется резкое снижение размера упорядоченной области упаковки углеродных слоев с 26 до $24\text{\AA}$. Межплоскостное расстояние уменьшается с 3.48 до $3.40\text{\AA}$, а диаметр углеродного слоя возрастает до $30\text{\AA}$. Далее с ростом катагенеза эти тенденции сохраняются [Нефтегазоносность глинистых..., 1987].

Таким образом, в апокатагенезе происходит основная перегруппировка ароматических ядер. Пакеты ароматических слоев, имевшие прежде хаотичное расположение, приобретают определенную ориентацию. Одновременно уменьшается дисперсия межслоевых расстояний. У разных мацералов изменение микроструктурных параметров имеет свои особенности, что и служит диагностическим признаком для определения типа $ОВ$. Таким параметром является размер агрегатов, образующихся при высоких температурах. Эти агрегаты появляются в виде облака там, где ароматические пластинки и пачки становятся параллельными. У витринита размер этих агрегатов составляет $< 80\text{\AA}$, у лейптинита - $100-200\text{\AA}$, у альгинита - до $500\text{\AA}$ и более [Oberlin, Boulmier, Durand, 1974]. Для ориентировочной оценки уровня зрелости $ОВ$ обычно используют микроструктурные параметры витринита.

Метод дифракции электронов не отличается высокой надежностью, поскольку изменения микроструктурных параметров $ОВ$ не всегда носят закономерный характер. Особенно это относится к области упорядоченной упаковки слоев. На рис.12 видно, что одни и те же значения этого параметра могут соответствовать как слабо, так и сильно преобразованному $ОВ$. Наиболее закономерно изменяется размер углеродного слоя только в конце мезокатагенеза. Определенные коррективы в значения микроструктурных параметров вносит и мацеральный состав $ОВ$. Поэтому расшифровка микроструктуры керогена позволяет только ориентировочно судить о типе органического вещества и уровне его зрелости.

Инфракрасная спектроскопия

Инфракрасная спектроскопия (ИКС) изучает спектры поглощения и отражения электромагнитных волн углей, керогена и битумоидов в инфракрасной области (волновые числа $50-5000\text{ см}^{-1}$). ИК-спектры возникают в результате резонансного взаимодействия между электромагнитными колебаниями в полосе инфракрасного излучения и изменения электромагнитного поля молекулы, вызываемыми собственными внутримолекулярными колебаниями. ИК-спектр поглощения является индивидуальной

характеристикой вещества. Обычно используют спектры поглощения, образующиеся при прохождении ИК-излучения через вещество. Они возникают в результате падения ИК-излучения на частотах, совпадающих с собственными колебательными и вращательными частотами молекул органических соединений. Качественно характеристика ИК-спектра определяется длиной волны λ (мкм) или волновым числом ν (см^{-1}). Запись спектра осуществляется в процентах пропускания, которые переводятся затем в единицы оптической плотности. По спектрам выделяют радикалы ОВ, выраженные полосами поглощения с различными длинами волн. Положение полос поглощения в спектре характеризует наличие в молекуле определенных структурных групп и связей. Интенсивность полос поглощения, выражаемая значением оптической плотности при данной длине волны, пропорциональна количественному содержанию данных структурных групп. Применение ИКС в органической геохимии основано преимущественно на использовании групповых полос поглощения, типовая характеристика (форма и интенсивность) которых предварительно установлена как средняя для индивидуальных соединений, относящихся к рассматриваемой группе.

Таким образом, определяется содержание отдельных структурных элементов и их положение в средней молекуле. В качестве диагностирующих параметров принимаются интенсивности (значения оптических плотностей) некоторых полос поглощения, наиболее заметно меняющихся и относящихся к основным функциональным группам и связям ОВ. Интенсивности основных четырех полос поглощения (1740 , 1720 - 1700 , 1600 и 720 см^{-1}) дают представление о строении углеродного скелета и характере кислородных соединений [Глебовская, 1971; Эталонны ИК-спектров..., 1974; Шакс, Файзуллина, 1974; Robert, 1985]. Количественным выражением ИК-спектров является оптическая плотность (D), рассчитанная по формуле: $D = \lg J_0/J$, где J_0 – интенсивность падающего света; J – интенсивность света, прошедшего через вещество. Обычно используют значения D в “приведенном виде”, т.е. в виде отношения D , измеренной при данной длине волны к D в максимуме полосы 1460 см^{-1} . Рассчитанные относительно этой полосы значения D более сопоставимы.

Битумоиды гелитолитовых углей имеют характерные для каждой градации катагенеза ИК-спектры поглощения (рис. 13) [Эталонны ИК-спектров..., 1974; Шакс, Файзуллина, 1974]. В интервале градаций ПК_1 - МК_1^1 происходит постепенная смена доминирования алифатических структур (ПК_1) ароматическими (МК_1^1). Комплекс поглощения алифатических эфиров с длинными парафиновыми цепями, характерными для битумоида градации ПК_1 (полосы - 1740 , 1170 , 720 см^{-1} и малая интенсивность

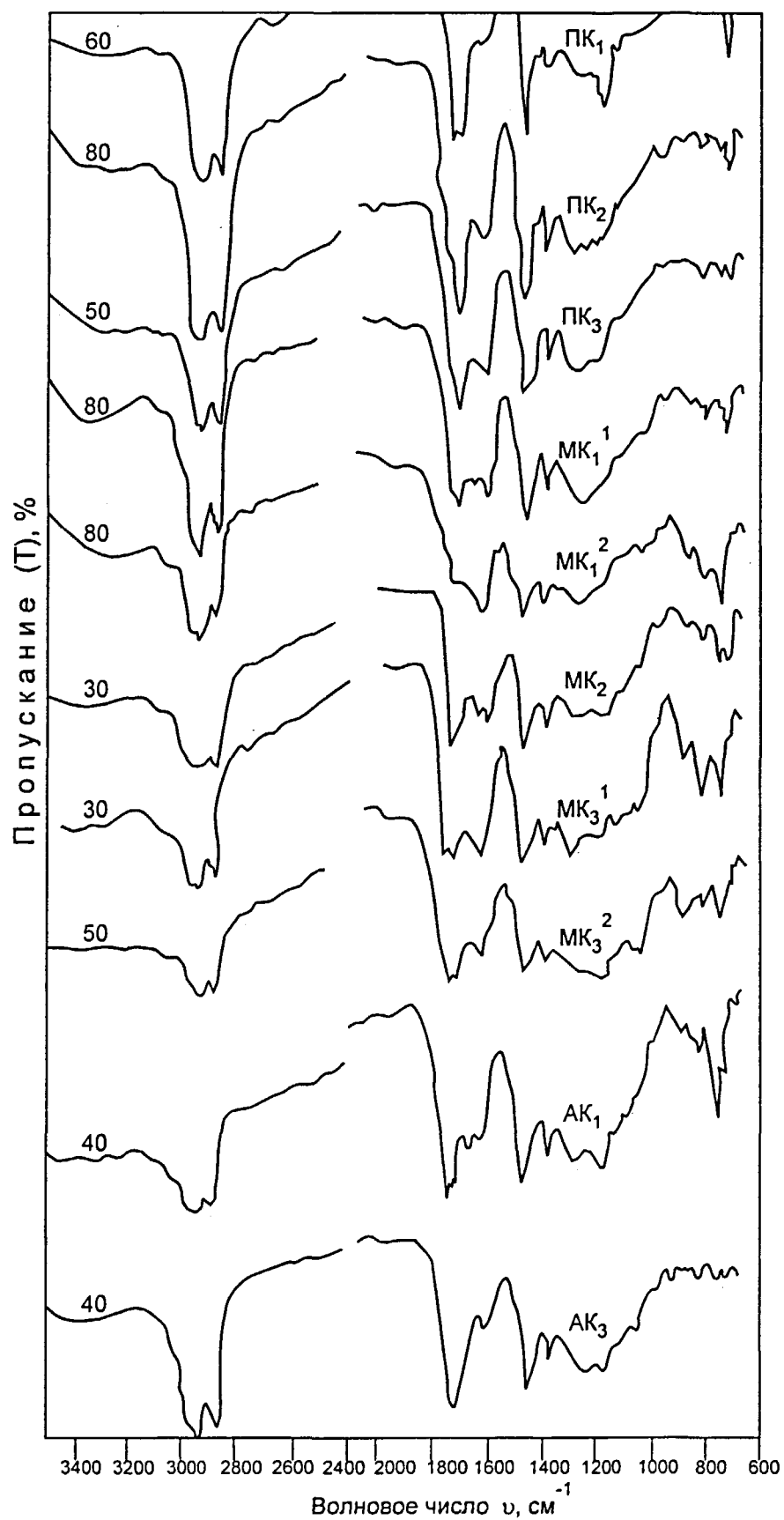


Рис. 13. ИК- спектры поглощения битумоидов витреновых углей по шкале катагенеза [Эталонные ИК- спектры..., 1974].

поглощения 1383 см^{-1} – CH_3 групп) заметно ослабляется к ПК_2 . Здесь повышаются содержания ароматических эфиров (уменьшение интенсивности поглощения при 1740 , 1170 , 720 см^{-1} , усиление при 1600 , 1300 - 1200 , появление полос 750 , 820 см^{-1}). Для ПК_3 эти изменения нарастают и на градации МК_1^1 резко преобладают ароматические кислородсодержащие структуры (1600 , 750 , 820 , 870 , 3070 см^{-1} – собственно ароматические структуры; 1700 , 1650 , 1300 - 1200 см^{-1} – ароматические эфиры).

На градации МК_1^2 резко снижается содержания групп C=O (уменьшение интенсивности поглощения в области 1700 см^{-1}). В спектрах появляется отчетливое поглощение при 1040 см^{-1} , которое сохраняется и при более высоком катагенезе. На МК_2 снова играют заметную роль алифатические структуры при резком преобладании ароматических. Главным же отличием битумоида на этой градации является появление в нем кислородных соединений типа алифатических эфиров. Градация МК_3^1 характеризуется главным образом не углеводородным битумоидом. В составе полос поглощения C=O -групп еще более заметную роль играет полоса 1740 см^{-1} . Общее количество C=O -групп в битумоиде намного выше, чем на МК_2 . С градации МК_3^2 поглощение 1740 см^{-1} убывает в комплексе поглощения групп C=O , но возрастает содержание кислородных групп (1700 - 1720 см^{-1}). Общее содержание ароматических структур продолжает нарастать. Характерная черта изменения химической структуры битумоида после градации МК_2 – увеличение ароматичности до начала апокатагенеза. В интервале МК_1^2 - МК_3^1 градаций битумоид отдает мобильные метаново-нафтеновые компоненты, вследствие чего наступает остаточное обогащение ароматическими структурами. Градации АК_1 соответствуют настолько нарушенные их соотношения, что исчезает взаимная растворимость и однофазная система не может существовать. Здесь начинается распад (или конденсация) ароматических эфиров с образованием фталатов. В ИК-спектрах заметно усиление относительной интенсивности поглощения при 750 см^{-1} . На градации АК_2 в составе битумоида из ароматических структур остаются только фталаты. Далее с ростом катагенеза они уходят из состава битумоида, который представлен преимущественно метановыми структурами [Глебовская, 1971].

Автором проводились методические работы по использованию ИК-спектров поглощения битумоидов для диагностики уровня зрелости ОВ. Поскольку исследовались автохтонные битумоиды РОВ в основном смешанного генетического типа из палеозойских пород Западно-Сибирского мегабассейна (рис. 14, табл. 15), то сравнение осуществлялось одновременно по эталонам ИК-спектров битумоидов гумусовых и сапропелевых углей. При диагностике градаций катагенеза предпочтение

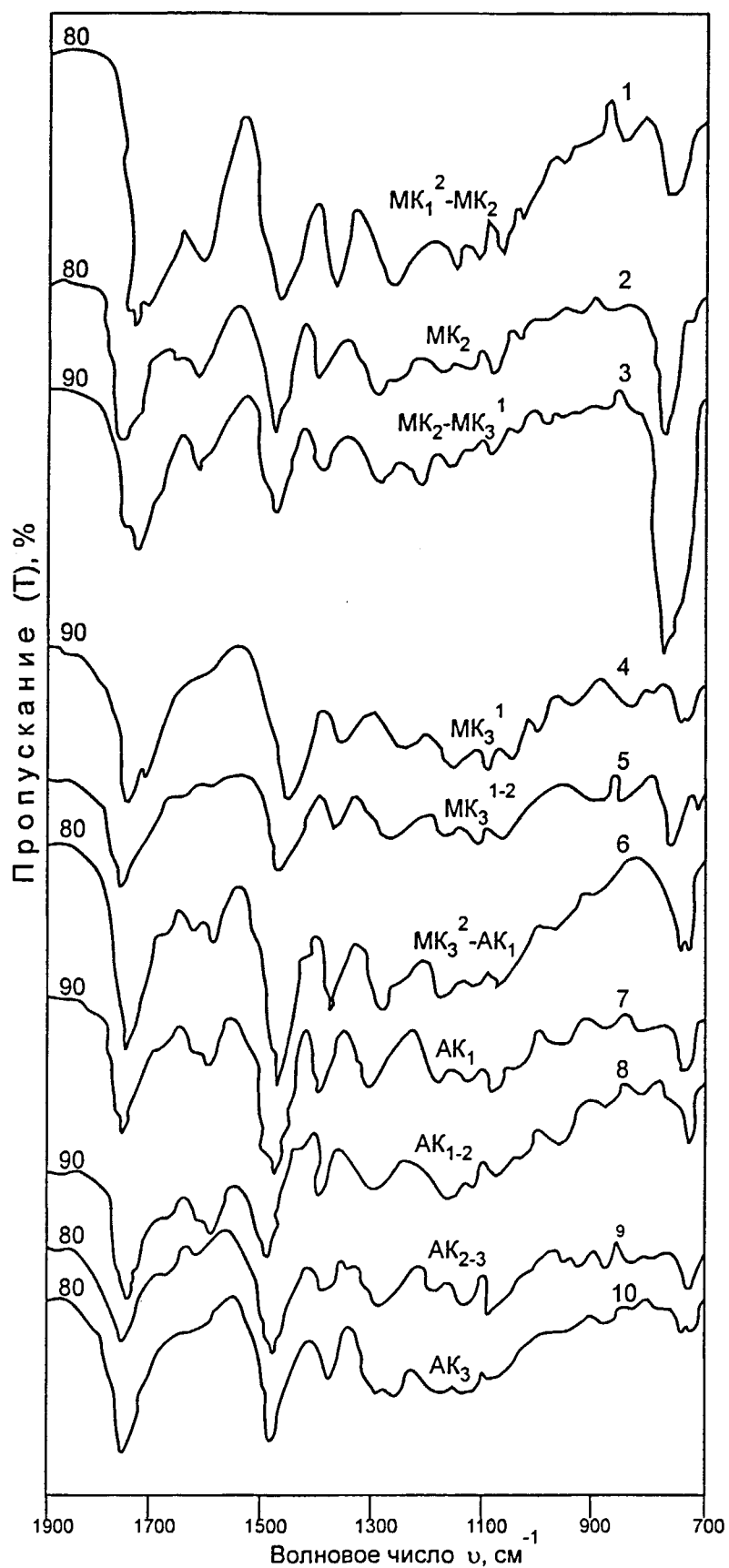


Рис. 14. ИК-спектры поглощения автохтонных битумоидов палеозойских пород Западно-Сибирского мегабассейна (количественная характеристика ИК-спектров приведена в табл. 15).

Таблица № 15

Оптическая характеристика автохтонных битумоидов палеозойских отложений Западно-Сибирского мегабассейна.

№ п/п	Скважина	Оптическая плотность (D) в максимуме полосы для волновых чисел, см ⁻¹								Градации катагенеза
		720	760	1080	1140-1170	1290	1380	1600	1740	
1	Лугинецкая-160		0.305	0.624	0.659	0.810	0.789	0.509	0.977	МК ₁ ² -МК ₂
2	Верхтарская-2		0.897			0.733	0.578	0.491	1.000	МК ₂
3	Казанская-3		0.240		0.684	0.731	0.785	0.508	0.935	МК ₂ -МК ₃ ¹
4	Мартовская-430	0.404			0.650	0.510	0.510		1.000	МК ₃ ¹
5	Ледовая-5	0.194	0.492	0.305		0.580	0.492		1.000	МК ₃ ¹⁻²
6	Западно-Останинская-440	0.253		0.897	0.390	0.456	0.544	0.267	0.743	МК ₃ ² -АК ₁
7	Громовская-1	0.172		0.240	0.780	0.517	0.578	0.299	0.688	АК ₁
8	Таволгинская-1	0.521			0.497	0.545	0.545	0.366	1.000	АК ₁₋₂
9	Басмасовская-1	0.186		0.492	0.595	0.566	0.476		0.814	АК ₂₋₃
10	Северо-Колпашевская-81	0.311			0.859	0.859	0.369	0.309	1.093	АК ₃

В таблице представлены приведенные значения оптической плотности – отношение D при данной длине волны, к D при 1460 см⁻¹.

Порядковые номера в таблице соответствуют номерам спектрограмм на рис. 14.

отдавалось эталонам преобладающего в образце типа ОВ (определенного углепетрографическими методами). Спектрограммы битумоидов сапропелевых углей брались нами в основном из отмеченных выше литературных источников, для гумусового же типа ОВ автором были приготовлены эталоны ИК-спектров по всей шкале катагенеза из углей Кузбасса. При изучении спектрограмм битумоидов в качестве диагностических признаков рассматривались интенсивности полос поглощения, наиболее заметно меняющихся с ростом катагенеза. Диагностика уровня зрелости ОВ по ИК-спектрам автохтонных битумоидов в целом удовлетворительно согласуется с углепетрографическими данными.

Исследование керогена и битумоидов различной степени преобразованности, позволило установить некоторые из полос абсорбции, связанные с уровнем зрелости ОВ: уменьшение полосы 2920 см^{-1} СН алифатической группы и полосы 1710 см^{-1} , отвечающей группе С=О. На картину спектра оказывает влияние исходный материал керогена. Наиболее широкие их вариации характерны для террагенного ОВ в мезокатагенезе. В апокатагенезе абсорбция крайне незначительна, и данные не представительны. По этой причине ИК-спектрометрия имеет ограниченное применение при исследовании высоко преобразованного ОВ. К тому же в ряде случаев данные ИКС допускают неоднозначную интерпретацию. Трудности расшифровки создаются также из-за близкого расположения отдельных областей поглощения, усложняющих возможность оценки интенсивности поглощения. Поэтому по ИК-спектрам можно судить только о тенденции катагенетических изменений ОВ.

Состав асфальтенов

Исследования химического состава и структуры асфальтенов из битумоидов различной генетической природы позволили наметить изменения их в ходе катагенеза [Сергиенко, Таимова, Талалаев, 1979; Спейт, Поконова, 1982; Камьянов, Аксенов, Титов, 1983; Конторович, Борисова, 1989, 1991]. С ростом катагенеза в асфальтенах увеличивается содержание углерода, но уменьшается водорода и гетероэлементов. Соответственно снижается и атомное соотношение Н/С (рис. 15). При этом растет количество ароматических атомов углерода, которых становится больше в конденсированных структурах. Изменяются и периферийные структуры арильных ядер асфальтенов: увеличивается число незамещенных атомов, открываются алифатические

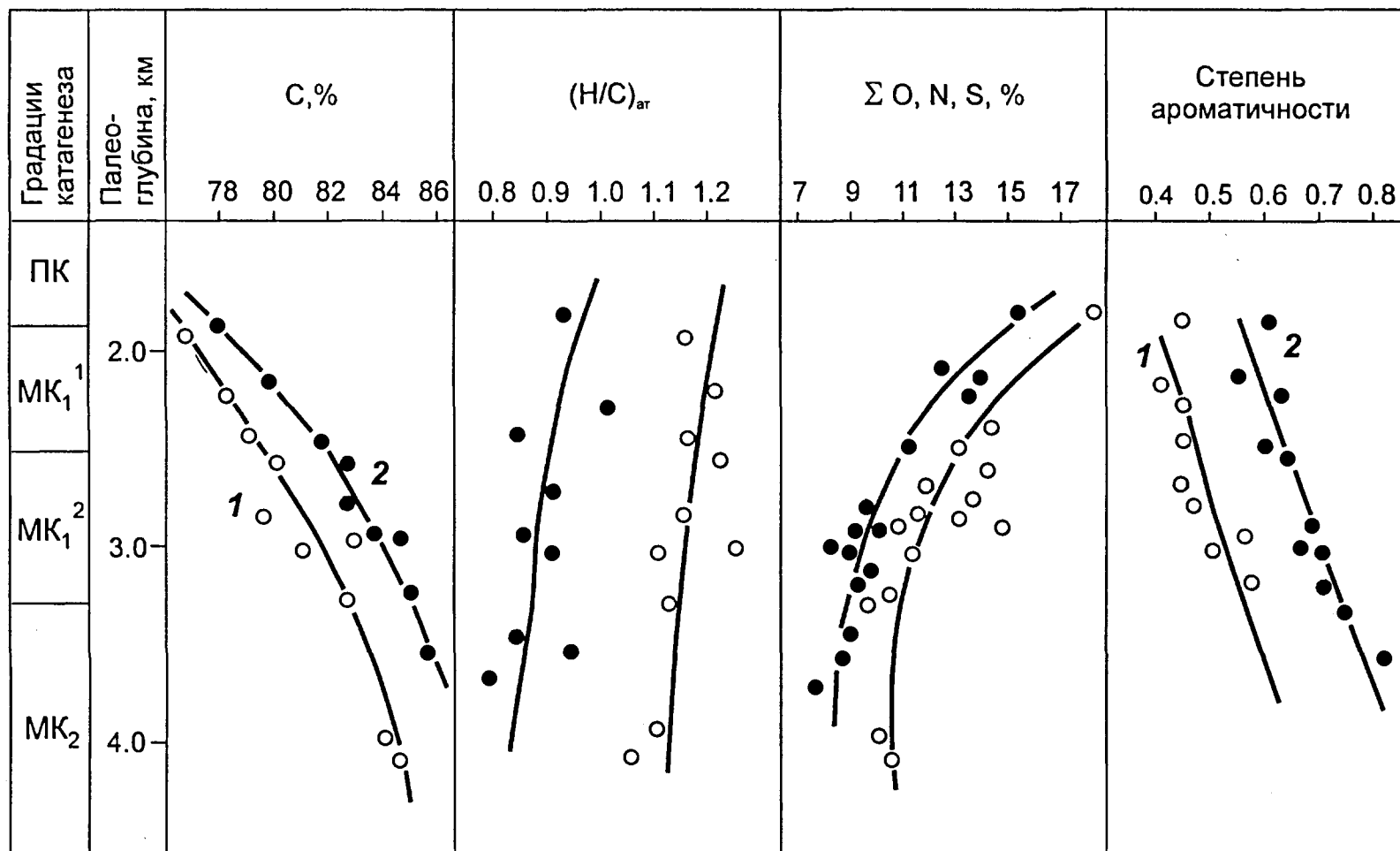


Рис. 15. Изменение с ростом катагенеза состава и структурных особенностей асфальтенов битумоидов из отложений с аквагенным (1) и террагенным (2) типом органического вещества [Конторович, Борисова, 1991].

цепочки. В ходе катагенеза уменьшается количество насыщенных структур, алкановые заместители становятся короче.

Эволюция асфальтенов происходит и на над молекулярном уровне. Рентгеноструктурный анализ свидетельствует, что с ростом катагенеза повышается графитизация асфальтенов, выражающаяся в росте толщины графитоподобных пачек. Данное явление происходит за счет увеличения количества слоев в них, при этом расстояние между слоями уменьшается. Это подтверждается и данными термографии. Так, при температуре 200-300°C не наблюдается термодеструкции асфальтенов, а происходит их переход в пластическое состояние. Выше 300°C начинается расслаивание структурных блоков с выделением газа, разрыв слабых связей по отношению к ароматическому кольцу. Чем больше ароматичность молекул, тем выше термостабильность асфальтенов. Соответственно, с ростом катагенеза в асфальтенах снижается содержание алифатических группировок, выше степень графитизации и температура начала разложения. Асфальтены, с одной стороны, разрушаясь, могут дать начало жидким УВ, а с другой, переходят в нерастворимое состояние. Таким образом, состав асфальтенов РОВ в ходе катагенеза претерпевает направленные изменения, подобные тем, которые наблюдаются у керогена [Корчагина, Четверикова, 1976; Конторович, Борисова, 1989]. Асфальтены являются промежуточным продуктом между РОВ пород и нефтью, несущими в себе своего рода генетический код керогена. Они наиболее консервативная часть битумоида и хорошо сохраняются в процессе последующих превращений. Однако объем материала по использованию асфальтенов для диагностики уровня зрелости ОВ пока сравнительно небольшой.

Биомаркеры

Изучение реликтовых углеводородов (хемофоссилий) является приоритетным направлением в органической геохимии. Существенный вклад в ее развитие внесли Н.Б.Вассоевич, А.К.Головко, В.А.Каширцев, А.Э.Конторович, A.S.Mackenzie, J.M.Moldowan, K.E.Peters, A.A.Петров, W.K.Seifert, G.T.Philippi, R.P.Philp, В.А.Успенский и другие. Хемофоссилии (биомаркеры) - это органические соединения, углеродный каркас которых сформировался в ОВ и отличается высокой устойчивостью, позволяющей распознавать их в нефтидах и керогене. Хемофоссилии, являясь биологическими индикаторами, несут информацию об исходном материнском веществе нефти, об условиях осадконакопления и диагенеза, об уровне зрелости ОВ и нефтей.

Наряду с «классическими» УВ-биомаркерами (н-алканы, алифатические изопреноидные алканы, стераны, три-, тетра- и пентациклические насыщенные УВ тритерпанового ряда), используются данные по составу моно-, би – и полициклических ароматических УВ. Хемофоссилии с ростом катагенеза разрушаются, но разбавляются вновь образованными УВ из керогена. Сравнение исходных и новообразованных биомолекул дает ценную об уровне зрелости ОБ. Наиболее часто для этих целей используются следующие биомаркерные показатели: 1) коэффициент нечетности (CPI): отношение концентраций н-алканов с нечетным и четным числом атомов углерода в цепи; 2) различные соотношения н-алканов и изопреноидов, но наиболее часто $Pr/n-C_{17}$, $Ph/n-C_{18}$ и Ki (изопреноидный коэффициент) $= (Pr+Ph)/(n-C_{17}+n-C_{18})$; 3) регулярные стераны состава C_{29} - отношение $20R$ и $20S$ $\alpha\alpha$ -стеранов; 4) соотношение между новообразованными в катагенезе изостеранами и исходными стеранами [коэффициент созревания $K_2 = \beta\beta(20S+20R)/\alpha\alpha 20R$]; 5) отношение диастеранов к регулярным стеранам (диастерановый индекс); 6) различные соотношения гопанов - $17\alpha,21\beta/17\beta,21\beta$; $22S/(22R+22S)$; $17\beta,21\alpha$ -моретанов $C_{29}+C_{30}$ / $17\alpha,21\beta$ -гопанов $C_{29}+C_{30}$; 7) соотношение C_{27} гопанов Ts/Tm (Tm - $17\alpha(H)$ 22,29,30-трисноргопан и Ts - $18\alpha(H)$ 22,29,30-триснорнеогопан); 8) отношению трициклических и пентациклических терпанов; 9) концентрации стерановых и тритерпановых УВ. Авторами использовались преимущественно индексы зрелости ОБ по распределению гопанов и стеранов во фракции насыщенных УВ: Ts/Tm , $C_{29} 20S/20R$, $C_{29} 20S/(20S + 20R)$, $C_{29} \alpha\alpha 20S/ \alpha\alpha 20R$, поскольку корреляционный анализ показал достаточно сильную связь между этими параметрами и R^0_v [Фенаптрены..., 2004].

Информативность хемофоссилий во многом зависит от степени сохранности, позволяющей сопоставить их с исходной биологической молекулой. Мало активные молекулы, такие, как н-алканы, претерпевают слабые превращения, а их относительное количество уменьшается в результате генерации новых алканов при катагенезе. Тогда как кислоты, спирты, кетоны претерпевают существенные катагенетические изменения. Поэтому в осадочных толщах вместе с не измененными биогенными молекулами могут быть соединения, очень близкие к исходной молекуле, такие, как стераны и тритерпаны. Термическое разложение керогена при катагенезе. приводит к значительным изменениям хемофоссилий, что позволяет использовать их для оценки уровня зрелости. На рис. 16 показаны диапазоны информативности биомаркерных параметров по шкале катагенеза [Peters, Moldowan, 1993], а в таблице № 16 - направленность их изменений. Большинство из них информативно в пределах ГЗН, некоторые - до конца градации

МК₃¹. Рассмотрим теперь возможности основных биомаркерных показателей для диагностики уровня зрелости органического вещества.

Таблица № 16

Изменение углеводородного состава нефтей с ростом катагенеза [Чахмахчев, 1991].

Углеводородные показатели	
уменьшение	увеличение
легкокипящие УВ состава C₅-C₉	
цикланы, циклопентаны, ди - и триалкилбензолы	алканы, арены, н-алкапы, циклогексаны, бензол, толуол
высокомолекулярные алканы C₁₂-C₃₂	
изопренаны C ₁₄ -C ₂₀ ; н-алканы, C ₂₂ - C ₃₂	н-алкапы C ₁₂ -C ₃₂ , C ₁₂ -C ₂₂ ; изопренаны C ₁₄ -C ₁₈
насыщенные и ароматические стераны	
насыщенные стераны C ₂₇ -C ₂₉	низкомолекулярные насыщенные стераны C ₁₉ -C ₂₁ , триароматические стераны C ₁₉ -C ₂₁ и C ₂₆ -C ₂₈ , фенантрены
тритерпаны	
17β, 21α- моретаны, C ₂₉ -C ₃₀ ; гопаны C ₂₉ -C ₃₅	17α, 21β - гопаны C ₂₉ -C ₃₀ ; низкомолекулярные структурно-измененные гопаны C ₂₇ -C ₂₈ ; моноароматические гопаны; хризены

Нормальные алкапы представлены в нефтях широким спектром гомологов состава C₅-C₄₀ и выше. Обычно нефти, генетически связанные с аквагенным ОВ, имеют максимумы распределения алкапов C₁₇₋₁₉, а с террагенным - на C₂₃₋₃₃ и выше. Липиды наземных растений содержат в значительных количествах н-алкапы C₁₀₋₄₀ с преобладанием нечетных гомологов C₂₇, C₂₉, C₃₁. На их распределение существенно влияют катагенетические изменения, выражающиеся в доминировании соединений с определенными молекулярными весами и со строго заданным числом атомов углерода в цепи (четным - у жирных кислот и нечетным - у н-алканов). Среди н-алкапов обычно доминируют нечетные C₂₅₋₃₃. Жирные кислоты представлены главным образом C₁₆₋₁₈ - гомологами, генетически связанными с восками, входящими в состав листьев высших растений. Нечетные н-алкапы были синтезированы непосредственно растениями или возникли в раннем диагенезе из четных кислот, спиртов или эфиров. После попадания ОВ в осадок, распределение н-алканов, в особенности ряда C₂₅₋₃₃, определяют УВ террагенного генезиса. Тогда как, источником н-алкапов и жирных кислот от C₁₄₋₂₀ обычно являются планктон и бентосные водоросли.

Коэффициент преобладания нечетных н-алканов над четными (нч/ч). Некоторые молекулы с биогенной структурой (например, изопрепоиды C₁₆ и C₁₈), не

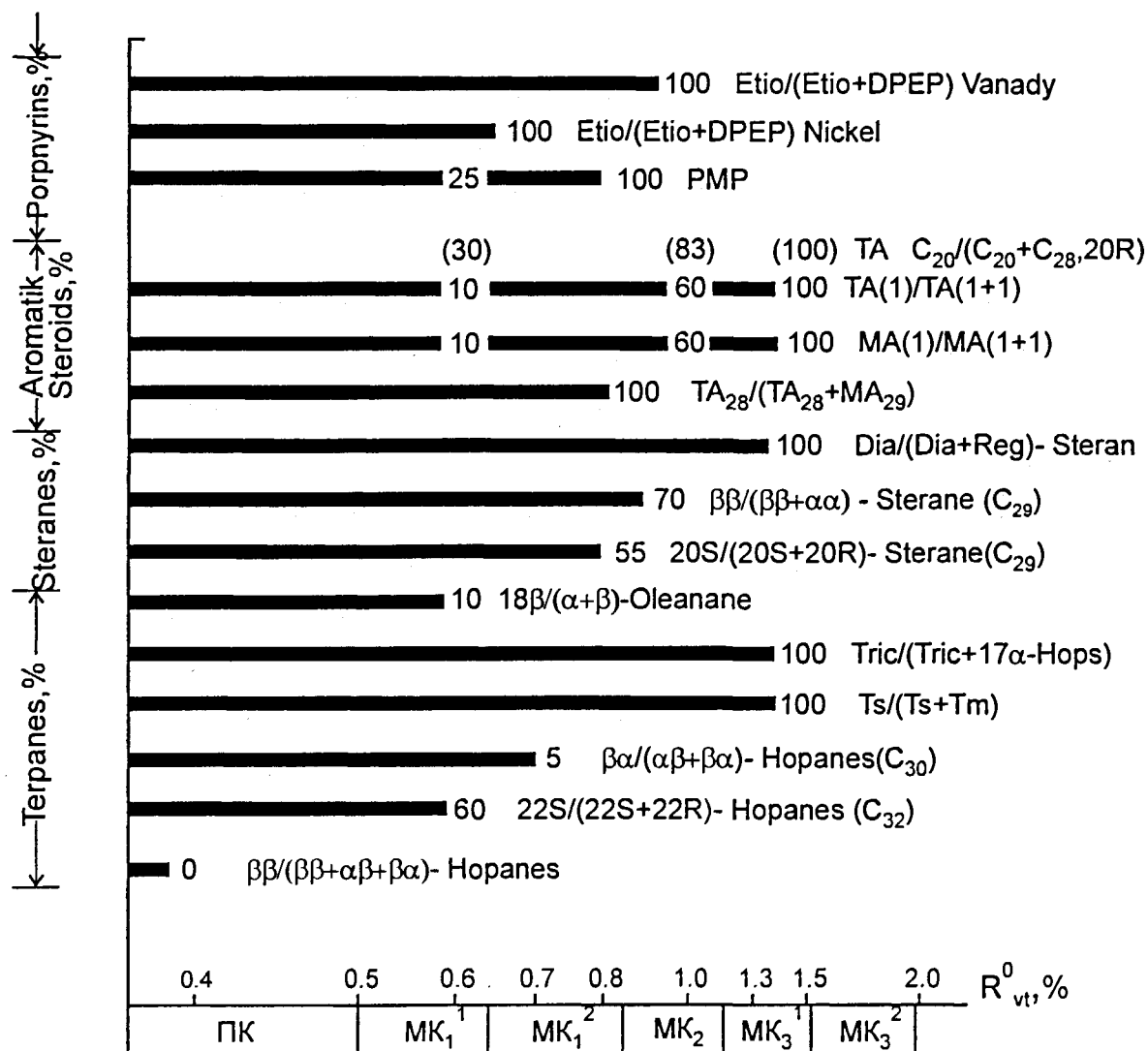


Рис. 16. Диапазоны информативности биомаркерных показателей для диагностики уровня зрелости органического вещества [Peters, Moldowan, 1993].

обнаружены в исходном ОВ. Следовательно, они образовались в ходе катагенеза и содержание их может служить индикатором уровня зрелости [Тиссо, Вельте, 1981]. В современных осадках наблюдается преобладание молекул с нечетным числом атомов углерода. Термическое превращение керогена приводит к последовательной генерации новых алканов. При этом преобладание нечетных атомов над четными постепенно снижается, отношение $nч/ч$ выравнивается и приближается к единице. Н.W.Hagemann, A.Hollerbach, D.H.Welte (1978) показали, что в протокатагенезе доминируют высокомолекулярные n -алканы с 25-33 атомами углерода (обычно нечетные гомологи). На грациях $МК_1^I$ - $МК_3^I$ максимум кривой распределения n -алканов смещается к C_{20} , и преобладание нечетных гомологов постепенно нивелируется (рис. 17).

Для количественной оценки уровня зрелости нафтидов предложено несколько формул, характеризующих отношение нечетных n -алканов к четным в определенном диапазоне молекулярных весов. Чаще всего используются коэффициенты нечетности углерода CPI (Carbon Preference Index) и OEP (Odd-Even- Predominante). E.E.Bray, E.D.Evans (1961) для интервала C_{24} - C_{34} предложили CPI в следующем виде:

$$CPI = 1/2[(C_{25}+C_{27}...+C_{33}/C_{24}+C_{26}...+C_{32})+(C_{25}+C_{27}...+C_{33}/C_{26}+C_{28}...+C_{34})]$$

$$\text{или } CPI = 2(C_{23}+C_{25}+C_{27}+C_{29})/C_{22}+2(C_{24}+C_{26}+C_{28})+C_{30}.$$

G.T.Philippi (1965), используя преобладание n -алканов C_{29} в интервале C_{28-30} , получил другое выражение: $R = 2C_{29}/(C_{28}+C_{30})$. R.S.Scalan, J.E.Smith (1970) ввели коэффициент OEP, применимый для любого заданного интервала углеродных чисел. Если C_i - относительное весовое содержание (в %) n -алканов с i атомами углерода в молекуле, то $OEP = [(C_i + 6C_{i+2} + C_{i+4})/4(C_{i+1} + C_{i+3})]^{(-1)^{i+1}}$ или $OEP = (C_{21}+6C_{23}+C_{25})/4(C_{22}+C_{24})$; $OEP = C_{25}+C_{27}+C_{29}/4C_{26}+4C_{28}$.

Значения CPI, OEP <1.0 или значительно превышающие (>1.5) указывают на низкий уровень зрелости ОВ [Peters, Moldowan, 1993]. Считается, что при максимуме нефтегенерации преобладание нечетных либо незначительное, либо в нефти это отношение близко к 1.0, чаще всего 0.9-1.3. Однако на этот параметр влияют многие факторы и ОВ одного уровня зрелости может иметь различные значения CPI, что зависит от количества исходных и новообразованных алканов. Кроме того, содержание n -алканов среди генерированных нафтидов сильно зависит от типа керогена. Так, отношение $nч/ч$ мало эффективно для аквагенного ОВ, в котором имеется либо одинаковое их количество, либо последние преобладают. В этом случае CPI может быть равен 1.0 для разных граций катагенеза. Наоборот, в террагенном ОВ могут быть значения $CPI \gg 1.0$ (иногда до 20) [Тиссо, Вельте, 1981]. Поэтому слабое преобладание

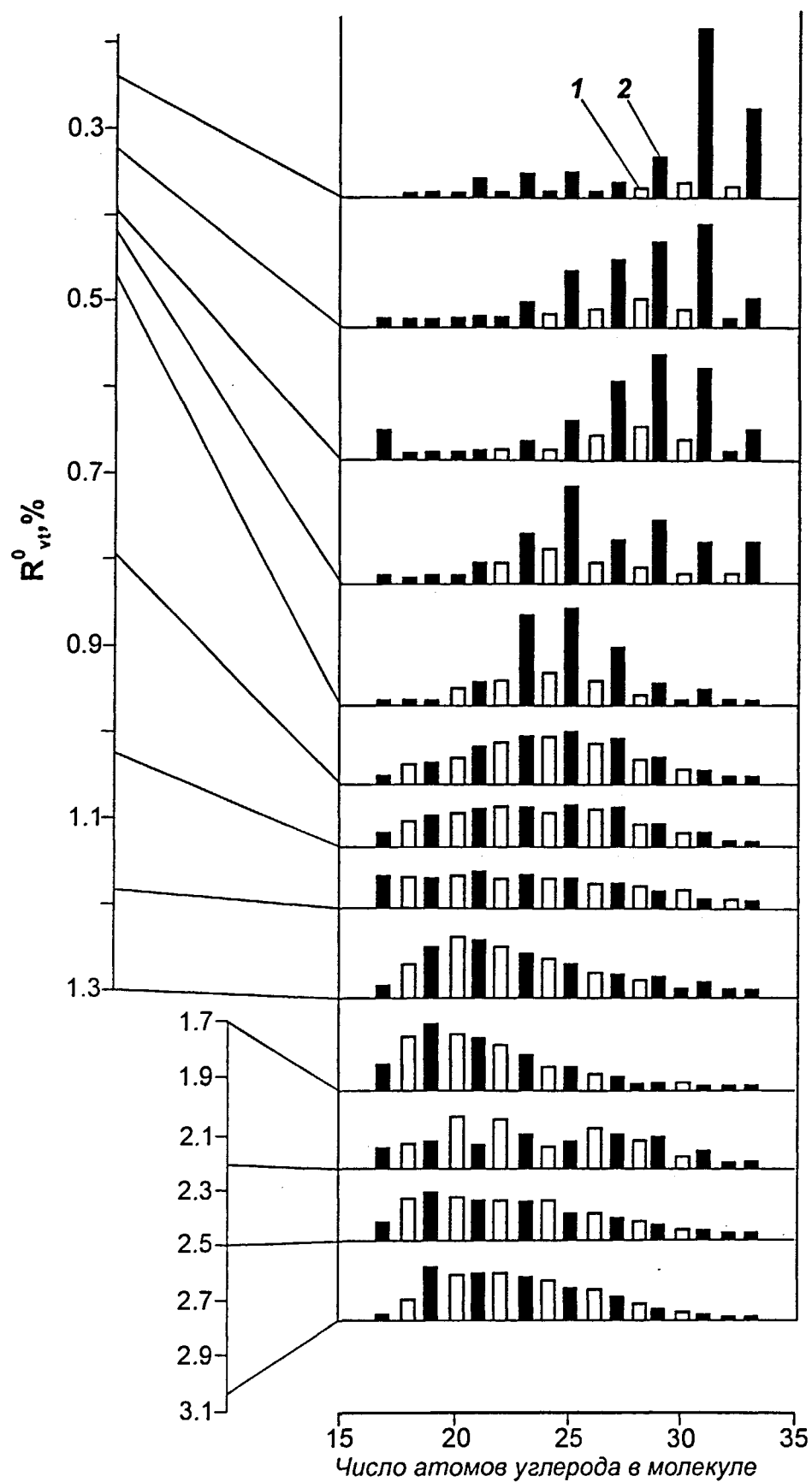


Рис. 17. Изменение распределения четных (1) и нечетных (2) n-алканов с ростом катагенеза [Hagemann, Hollerbach, Welte, 1978].

нечетных молекул не всегда означает высокий уровень зрелости ОВ: оно может указывать на отсутствие высших n-алканов террагенного генезиса. Все это ограничивает использование значений CPI для диагностики уровня катагенеза.

Изопреноидные алканы. Показателем уровня зрелости может служить распределение изопреноидов, т.е. углеводородов, в основе молекулярной структуры которых находится изопреновая единица. Это главный структурный элемент таких природных соединений, как терпеноиды, стероиды, каротиноиды, пристан и фитан. Одной из информативных хемофоссилий считается дитерпеноидный фитол, являющийся источником таких УВ, как пристан и фитан. Прогрессивное генерирование пристана путем декарбоксилирования фитановой кислоты в начале катагенеза приводит к увеличению отношения пристан/фитан (п/ф). Этот параметр используется в качестве индикатора уровня зрелости. На грациях ПК-МК₁¹ его значения обычно составляют 1-3, а на МК₁²-МК₂ достигают 7-10. Однако для аквагенного и липоидного ОВ этот показатель не информативен.

Отношение изопреноидов к n-алканам (пристан/n-C₁₇, фитан/n-C₁₈) с ростом катагенеза снижается для всех типов ОВ. Некоторые ациклические изопреноиды унаследованы от исходных организмов или претерпели незначительные изменения в диагенезе. Поскольку абиогенное образование таких специфических структур маловероятно, следует ожидать, что изопреноиды будут разбавляться ново образующимися n-алканами и изоалканами. Изменение величины отношения изопреноиды/n-алканы показывает, что содержание первых снижается с ростом катагенеза и с количеством ново образующихся УВ. В начале ГЗН отношение изопреноиды/n-алканы остается почти постоянным, а когда генерация нефти достигает максимума, оно уменьшается [Тиссо, Вельте, 1981].

Ряд исследователей [Кулибакина, Гуляева, Арефьев, 1982] для диагностики уровня зрелости нефтидов считают информативными соотношения между отдельными углеводородными и не углеводородными компонентами, в частности, коэффициенты: $K_i = [(iC_{19}+iC_{20})/(n-C_{17}+n-C_{18})]$; iC_{19}/iC_{20} ; $(iC_{19}+iC_{20})/(iC_{15}+iC_{16})$. Несмотря на широкие вариации этих коэффициентов (символы i-₁₉ и i-₂₀ обозначают пристан и фитан) на МК₁¹-АК₂ грациях, наблюдается тенденция уменьшения их с ростом катагенеза. Хотя, примесь аквагенного или липоидного материала также приводит к снижению этих коэффициентов. По мнению Л.С.Озеранской (1982) K_i нельзя рассматривать только как показатель катагенеза ОВ. На него влияют гипергенные изменения нефти, о чем можно судить по высоким значениям этого коэффициента (>1.0) в слабо преобразованных

нефтях. Тем не менее, в нефтях Западной Сибири отмечается повсеместное снижение его вниз по разрезу и от Среднего Приобья к областям с высоким температурным режимом недр (Салымский, Красноленинский районы). Следовательно, он отражает связь преобразования нефтей с ростом температуры.

Металлопорфирины. Порфириновые соединения ОВ являются продуктами преобразования биологических веществ и несут в своей структуре информацию об исходном материале, обстановках седиментации и условиях созревания. Входя в структуру керогена, порфирины приобретают большую устойчивость, вследствие чего сохраняются в относительно жестких термобарических условиях. По строению и происхождению нефтяные порфирины связаны с хлорофиллом. В диагенезе происходит распад сложной структуры хлорофилла с образованием порфиринов и реликтовых изопреноидных алканов. С ростом катагенеза происходит постепенная ароматизация зеленых хлоринов до красных порфиринов. После образования порфирины объединяются сначала с никелем, а при более высоких температурах, с ванадильной группой ($V=O$). Наибольшие концентрации металлопорфиринов отмечаются в водорослях и листьях высших растений [Тиссо, Вельте, 1981].

В нефтяных соединениях основными металлопорфиринами являются комплексы ванадия и никеля, а в керогене - железа и галлия. Порфирины представляют стабильную ароматическую систему, они не мигрируют от одной залежи к другой, что позволяет использовать их в качестве индикатора уровня зрелости ОВ. Порфирины в ходе катагенеза изменяют молекулярную массу. Средняя молекулярная масса железа или галлия с порфиринами является порфириновым индексом степени катагенеза [Bonnett, Czechowski, Hughes, 1991]. На рис. 18 показана корреляционная зависимость между порфириновым индексом и показателем отражения витринита. Содержание ванадил - и никельпорфиринов уже на градации MK_1^2 падает и с ростом катагенеза уменьшается до нулевых значений [Белоконов, 1987]. Так, в нефтях карбона и девона Урало-Поволжья [Палеогеотермические критерии..., 1977] на градациях $ПК-MK_1^1$ их концентрации остаются практически на одном уровне. В интервале градаций $MK_1^1-MK_2$ наблюдается их снижение, а при более высоком катагенезе встречаются практически только беспорфириновые нефти. Хотя, некоторые исследователи считают, что ванадиловые порфирины могут встречаться в нафтидах и керогене, подвергшихся существенным преобразованиям. И.Д.Полякова (1995) показала, что в доманикоидных толщах Сибири ванадий присутствует в битумоидах на всех градациях мезо - и начальных апокатагенеза.

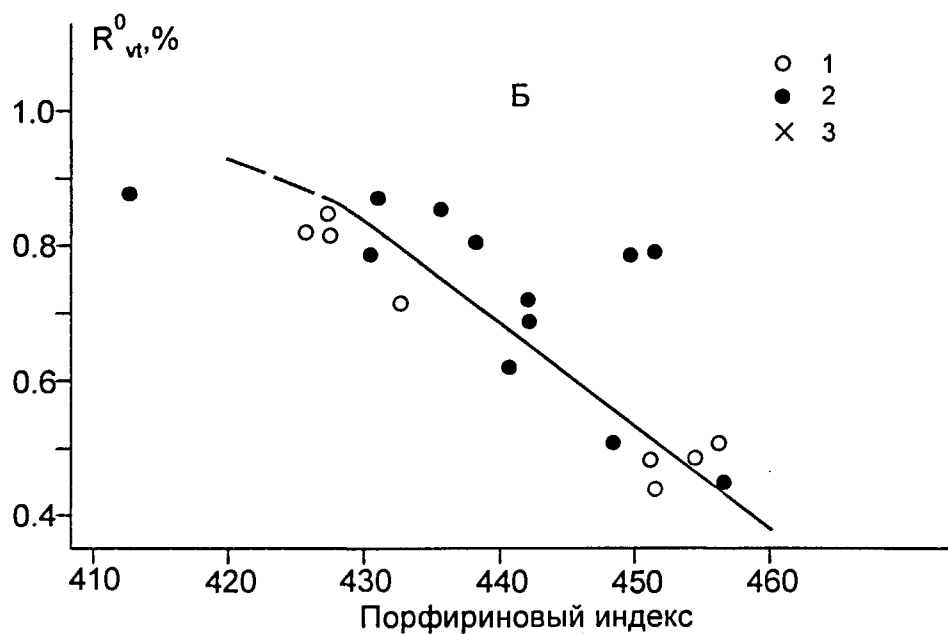
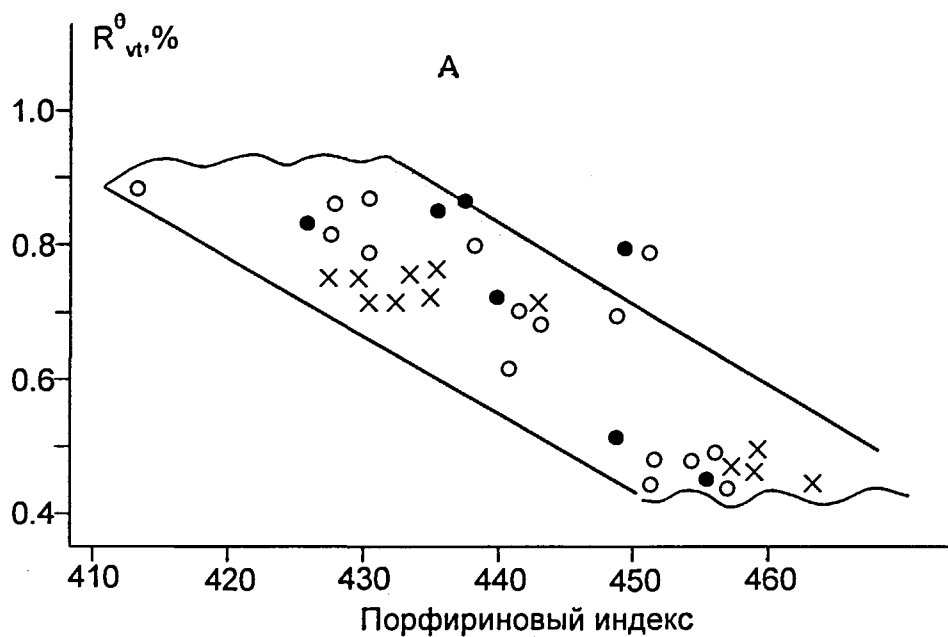


Рис. 18. Взаимосвязь между отражательной способностью витринита (R^0_{vt}) и порфириновым индексом углефикации [Bonnnett, Czacowski, Hughes, 1991].

А- при определении порфиринового индекса комплексом методов;
Б- при определении порфиринового индекса методом жидкостной хроматографии под высоким давлением концентратов порфирина галлия.
1-2 - галлий-порфирины, определенные: 1- методом хроматографии, 2- масс-спектрометрией с бомбардировкой "быстрыми" атомами;
3- металлокомплексы, определенные масс-спектрометрией.

Особенно велики его концентрации в асфальтенах на градации $МК_3^2$. Максимальные содержания никеля отмечаются в асфальтенах на градации $МК_1^2$, а в смолах на $МК_3^2$.

Итак, металлопорфирины являются широко распространенными соединениями нефтей, и повышенные содержания их отмечаются в залежах, находящихся в ГЗН. На сохранность металлопорфиринов определенное влияние оказывает температура [Baker, Huang, Rankin, 1978; Галимов, Кодина, 1982]. Нефти с низким содержанием (или отсутствием) металлопорфиринов – характерны для толщ с высокими температурами, приводящими к разрушению основного ядра пигментов. На сохранность металлопорфиринов негативно отражаются процессы окисления. Металлопорфирины нефтей могут служить в качестве ориентировочного признака уровня зрелости ОВ, преобразованного не выше градации $МК_2$ (рис. 16).

Стереохимические изменения углеводов. Нефти наследуют стереохимические параметры зрелости, достигнутые керогеном к началу ее генерации. Стереохимия позволяет сопоставлять исходные молекулы керогена с нефтяными. Довольно информативны в этом отношении полициклические терпеноиды и стероиды, встречающиеся в виде (не)насыщенных и ароматических УВ, а также кислот, спиртов, кетонов и др. Многие из них обладают различной стереохимией [Peters, Moldowan, 1993; Нефтегазоносные бассейны..., 1994; Петров, 1994].

Терпаны. Среди реликтовых УВ нефти наибольший интерес представляют полициклические соединения, являющиеся основной частью унаследованной тяжелой фракции. Строение полицикланов и направленность их структурных изменений, используется в качестве геохимических показателей. К широко распространенным терпенам (УВ) относятся гопаны (пентациклические тритерпаны), являющиеся важнейшими углеводородами, унаследовавшими структуру исходных молекул. В отличие от керогена гопаны нефтей в диагенезе и катагенезе претерпевают сложные изменения, связанные главным образом с эимеризацией одного или нескольких хиральных центров исходных молекул. Исходное ОВ обычно синтезирует тритерпены $\beta\beta$ -гопанового ряда (буквами обозначена соответствующая ориентация атомов водорода у основных хиральных центров), тогда как тритерпены $\alpha\beta$ -гопанового ряда в них не обнаружены [Справочник по геохимии..., 1998]. Следовательно, $\alpha\beta$ ряд генерируется в результате последующей изомеризации $\beta\beta$ - или $\beta\alpha$ -рядов в диагенезе и раннем катагенезе. Таким образом, стереохимия соединений ряда гопана, может быть

использована в качестве показателя уровня зрелости ОВ: $17\alpha\text{H}$; $21\beta\text{H}$ и $17\beta\text{H}$; $21\beta\text{H}$ нефтяной гопан/биогопан; моретан/ 17α ; $21\alpha(\text{H})/17\alpha(\text{H})$; $18\alpha(\text{H})/17\alpha(\text{H})$; $\text{Ts}/(\text{Ts}+\text{Tm})$.

$22\text{S}/(22\text{S}+22\text{R})$. Изомеризация C_{22} у $17\alpha(\text{H})$ -гопанов ряда C_{31-35} происходит раньше, чем многие биомаркерные реакции, используемые для определения уровня зрелости. Исходный материал гопанов имеет конфигурацию 22R, постепенно превращающуюся в смесь диастереомеров 22R и 22S, пропорциональные соотношения которых могут быть вычислены для любого соединения в ряду C_{31-35} . Обычно гомогопаны C_{31} и C_{32} используют для определения отношения $22\text{S}/(22\text{S}+22\text{R})$, которое с ростом катагенеза увеличивается от 0 до 0.6 (0.57-0.62 - равновесие). Равновесие гопанов C_{32} наступает в начале градации MK_1^1 [Schoell, Teschner, Wehner, 1983]. Если отношение $22\text{S}/(22\text{S}+22\text{R})$ равно 0.50-0.54, то в ОВ начались процессы нефтеобразования, а при 0.57-0.62 оно находится в ГЗН. После достижения равновесия в ГЗН это отношение остается постоянным и поэтому не может быть использовано для диагностики уровня зрелости [Peters, Moldowan, 1993]. Следовательно, этот показатель информативен только для ПК_3 - MK_1^1 градаций катагенеза (рис. 16).

$\text{Ts}/(\text{Ts}+\text{Tm})$ или Ts/Tm . Tm ($17\alpha(\text{H})$ - 22, 29, 30 - трисноргопан) характеризуется относительно низкой стабильностью по сравнению с Ts ($18\alpha(\text{H})$ - 22, 29, 30 - триснорнеогопан), поэтому с ростом катагенеза отношение Ts/Tm постепенно увеличивается [Peters, Moldowan, 1993; Нефтегазоносные бассейны..., 1994]. На этот параметр влияет тип ОВ: он ниже у нефтей из аквагенного, чем из террагенного [Peters, Moldowan, 1993]. У зрелых нефтей часто $\text{Ts}/\text{Tm} \geq 1$, но в толщах с террагенным ОВ, интенсивность Ts может значительно превышать не только Tm , но и $17\alpha(\text{H})$ -гопана C_{30} [Лейфман, 1999]. На показатель $\text{Ts}/(\text{Ts}+\text{Tm})$ влияют фациальные обстановки седиментации. Так, нефти и битумоиды из глинистых нефтематеринских (а также соленосных) пород, характеризуются повышенными значениями $\text{Ts}/(\text{Ts}+\text{Tm})$ по сравнению с карбонатными толщами [Rullkotter, Marzi, 1988]. Считается, что это отношение является индикатором уровня зрелости в пределах градаций ПК - MK_3^1 (рис. 16). А.Э.Конторович с соавторами [Нефтегазоносные бассейны..., 1994] показали, что этот параметр информативен и на более высоких грациях катагенеза (табл. 17).

$\beta\alpha$ -моретаны/ $\alpha\beta$ -гопаны+ $\beta\beta$ -гопаны). В диагенезе $\beta\beta$ -гопаны легко трансформируются в $\beta\alpha$ -моретаны, либо в $\alpha\beta$ -гопаны. В катагенезе возможен переход моретанов в $\alpha\beta$ -гопаны через промежуточное состояние $\beta\beta$ -гопаны. Отношение моретан/гопан зависит от степени разрушения изомеров. Поскольку в ходе катагенеза

менее устойчивые моретаны исчезают намного быстрее, чем $\alpha\beta$ -гопаны, то данное отношение постепенно уменьшается [Ten Haven, Littke, Rullkotter, 1992]. В незрелых битумоидах оно составляет 0.8, в зрелом керогене – до 0.15, а в нефтях снижается до 0.05. Величина этого отношения прямо пропорциональна солености отложений и зависит от типа ОВ [Seifert, Moldowan, 1980]. Этот параметр информативен на грациях ПК-МК₁¹ (рис. 16).

Таблица № 17

Биомаркерные показатели уровня зрелости нефтей и битумондов
[Нефтегазоносные бассейны..., 1994].

Катагенез			R _{vi} ⁰ , %	Зоны нефтегазо-образования	Биомаркерные показатели на начало грации катагенеза			
этап	подэтап	градации			$\frac{T_s}{T_m}$	$\frac{Rearr}{Reg}$	$\frac{20S}{20R}$	T A S
прото		ПК ₁	0.25	верхняя зона газообразования				
		ПК ₂	0.30					
		ПК ₃	0.40					
		МК ₁ ¹	0.50	главная зона нефтеобразования	0.10	1.30	0.70	0.10
мезо	начальный	МК ₁ ²	0.65		0.65	1.65	0.75	0.15
		МК ₂	0.85		1.45	2.05	0.80	0.25
	глубинный	МК ₃ ¹	1.15	глубинная зона газообразования	2.65	2.65	0.90	0.40
		МК ₃ ²	1.50		4.10	3.40	1.00	0.60
апо		АК ₁	2.00		6.05	4.30	1.15	0.85
		АК ₂	2.50		8.10	5.45	1.30	1.10

Примечание: *T_s* - 18 α , 21 β - 22, 29, 30 триспирнеогопан; *T_m* - 17 α , 21 β - 22, 29, 30 триспиргопан; *стераны*: *T A S* – триароматические (C₂₀+C₂₁, C₂₀+C₂₈); *Rearr* – нерегулярные, *Reg* – регулярные; 20S/20R - $\alpha\alpha$ -стераны C₂₉.

Стераны являются важнейшими реликтовыми маркерами, источником которых были различного вида стеролы. Аквагенное ОВ синтезирует преимущественно стеролы с числом атомов углерода C₂₇, а террагенное - с C₂₉. В ходе катагенеза они трансформируются в соответствующие стераны (C₂₇ и C₂₉). Обычно исходными организмами синтезируются соединения в первооснове своей дающие α -стераны (биостераны). В ходе катагенеза происходит эимеризация основных хиральных центров у 14, 17 и 20-го атомов углерода, в результате чего образуются изостераны со структурой 5 α , 14 α , 17 α , 20R, 20S [Справочник по геохимии..., 1998]. Для корреляции используется также первичный продукт эимеризации хирального центра C-20 биостеранов - 5 α , 14 α , 17 α , 20S-изомер. Рассмотренные четыре группы изомеров для краткости обычно

изображаются формулами: $5\alpha 20R$, $5\alpha 20S$, $14\beta 20R$, $14\beta 20S$. Отношение изостеранов к α -стеранам отражает степень преобразованности исходных стеранов керогена в нефтяные. Данный показатель предложил Ал.А.Петров (1984) для оценки уровня зрелости нефти: $K_{\text{созр.}} = (14\beta, 20R + 14\beta, 20S) / (5\alpha, 20R)$. С ростом катагенеза этот коэффициент постепенно увеличивается. На изомеризационные отношения стеранов кроме уровня зрелости могут влиять и другие факторы (тип ОБ, образование УВ из керогена, гипергенез, соленость).

По соотношению био - и геостеранов можно судить о катагенезе нефтей. Перегруппированные (нерегулярные - *Rearr*) стераны или диастераны (*Dia*) имеют несколько иную по сравнению с регулярными (*Reg*) стеранами структуру. Образование диастеранов происходит главным образом в диагенезе и повышенные содержания их свидетельствуют о преимущественно глинистом составе материнских отложений [Петров, 1984]. Показатель $Rearr / (Rearr + Reg)$ с ростом катагенеза увеличивается и информативен на грациях ПК-МК₃¹ (рис. 16). По данным А.Э.Конторовича с соавторами [Нефтегазоносные бассейны..., 1994] этот параметр информативен почти по всей шкале катагенеза (табл. 17).

$20S / (20S + 20R)$. Критерием выделения зрелых нефтей может служить высокий уровень эимеризации $\alpha\alpha$ -стеранов C_{29} $20S / (20S + 20R)$. Повышенная стабильность эимера $20S$ по сравнению с $20R$ является основной причиной увеличения отношения изо - и биостеранов $20S / (20S + 20R)$ с ростом катагенеза [Reguejo, 1992]. К.Е.Пeters, J.М.Мoldowan (1993) считают, что параметр $20S / (20S + 20R)$ наиболее информативен в пределах ПК-МК₁² граций катагенеза (рис. 16). Изомеризация C_{20} в C_{29} 5α (H), 14α (H), 17 (H)-стеранах приводит к тому, что отношение $20S / (20S + 20R)$ с ростом катагенеза увеличивается от нуля до ~ 0.5 (наступает равновесие R и S форм). Однако исследование нефтей Западной Сибири позволило А.Э.Конторовичу с соавторами [Нефтегазоносные бассейны..., 1994] заключить, что этот параметр информативен практически по всей шкале катагенеза (табл. 17).

$\beta\beta / (\beta\beta + \alpha\alpha)$. Стерановая изомеризация в C_{14} и C_{17} у $20S$ и $20R$ регулярных стеранов C_{29} приводит к увеличению отношения $\beta\beta / (\beta\beta + \alpha\alpha)$ от нуля до ~ 0.7 (наступает равновесие). Это отношение медленно достигает равновесия и информативно до начала грации МК₂ (рис. 16). Графики зависимости $\beta\beta / (\beta\beta + \alpha\alpha)$ от $20S / (20S + 20R)$ для стеранов C_{29} эффективны для диагностики уровня зрелости ОБ пород и нефтей [Seifert, Moldowan, 1986]. Определенное влияние на отношение $\beta\beta / (\beta\beta + \alpha\alpha)$ имеют тип ОБ и соленость среды. Последний фактор повышает этот показатель.

Ароматические стероиды. Отношения определенных насыщенных и ароматических соединений - наиболее часто применяемые индикаторы уровня зрелости ОБ. С ростом катагенеза уменьшается количество нафено-ароматических УВ стероидного и тритерпеноидного типа, а также наблюдается тенденция к сохранению чисто ароматических соединений. Они довольно информативны в конце ГЗН, когда большинство других биомаркерных показателей малоэффективны для диагностики уровня зрелости.

ТА/(ТА+МА). Ароматизация моноароматических (МА) стероидов в триароматические (ТА) заключается в потере метиловой группы. При этом в C_5 теряется асимметричный центр. Таким образом, созревание МА-стероидов дает ТА-стероиды, у которых число углеродных атомов на один меньше. Отношение ТА/(ТА+МА) с ростом катагенеза увеличивается от 0 до 100% (рис. 16). В качестве параметров уровня зрелости используются различные отношения ТА/(ТА+МА). Чаще всего применяется отношение $TA_{28}/(TA_{28}+MA_{29})$, которое информативно до конца градации MK_1^2 . Для сопоставимости результатов необходимо, чтобы была использована одна и та же версия отношения ТА/(ТА+МА) [Peters, Moldowan, 1993].

МА(I)/МА(I+II). Усиление процесса разрыва боковой цепи (расщепление связи С-С) с ростом катагенеза было прослежено для ароматических стероидов в нефтях [Seifert, Moldowan, 1978] и керогене [Mackenzie, Hoffmann, Maxwell, 1981]. Эти исследователи использовали МА-стероид C_{28} (в основном изомер $5\beta(H) 20$) в качестве МА (II) и МА-стероид C_{21} как МА (I). Отношение МА(I)/МА(I+II) с ростом катагенеза увеличивается от 0 до 100% и информативно до конца градации MK_3^1 (рис. 16). Для исключения влияния типа ОБ используют сумму всех главных МА-стероидов $C_{27}-C_{29}$ как МА(II) и $C_{21}+C_{22}$ как МА(I) [Peters, Moldowan, 1993]. Этот параметр зависит от диагенетических условий (особенно Eh) формирования нефтематеринских отложений.

ТА(I)/ТА(I+II). Значительная часть положений относительно МА-стероидов с короткими и длинными цепями применима и к ТА-стероидам. Отношение ТА(I)/ТА(I+II) информативно на более высоких грациях катагенеза, чем аналогичное отношение МА-стероидов. Параметр ТА(I)/ТА(I+II) измеряется на двух сочетаниях ТА-стероидов. А.С.Мackenzie, С.Ф.Hoffmann, J.Р.Мaxwell (1981) используют ТА-стероид C_{26} (20S) как ТА(II) и ТА-стероид C_{20} как ТА(I). К.Е.Peters, J.М.Moldowan (1993) применяют в качестве ТА(II) сумму ТА-стероидов $C_{26}-C_{28}$ (20S+20R), а в качестве ТА(I) ТА-стероиды C_{20} и C_{21} . Параметр ТА(I)/ТА(I+II) информативен до конца градации MK_3^1 (рис. 16), но на него влияет тип ОБ.

Таким образом, рассмотренные биомаркерные показатели способны с той или иной степенью надежности оценить уровень зрелости ОВ. Большинство из них информативно в пределах главной зоны нефтеобразования, некоторые - до конца градации МК₃¹ и выше. В настоящее время хемофоссилии чаще всего используются в качестве генетических критериев: для определения исходного типа ОВ, для корреляции нефть - нефть и нефть - материнская порода [Органическая ..., 1998; Биомаркеры в ..., 1999].

2.4. Минеральные индикаторы степени преобразованности осадочных пород и заключенного в них органического вещества

Определенную помощь в установлении уровня зрелости ОВ могут оказать изменения параметров минеральной части вмещающих пород. Для этого необходимы сопоставимые показатели для диагностики градаций катагенеза по минеральным и органическим компонентам пород. Однако, несмотря на значительное количество работ по соотношению стадийности превращения пород и заключенного в них ОВ [Донабедов, 1943; Страхов, 1957; Жемчужников, Гинзбург, 1960; Вассоевич, 1962; Вышемирский, 1963; Нефтепроизводящие толщи..., 1967; Иванов, 1967; Логвиненко, 1968; Закономерности катагенеза..., 1981], пока нет единых критериев выделения этапов литогенеза. Для оценки степени преобразования осадочных пород применяются качественные (минеральные парагенезы и характер новообразований минералов, изменение структур и текстур пород, степень консолидации осадков) и количественные (характер межзерновых контактов, физические свойства пород) показатели изменения минеральной части.

2.4.1. Качественные критерии

Трансформация глинистых минералов. Минералогические и структурные изменения осадочных пород происходят при повышенных давлениях и температурах в присутствии подземных вод. Образование конкретных парагенезов минералов зависит от первичного состава и длительности процесса. В терригенных породах для выделения зон литификации используются стадийные изменения глинистого вещества и степень переработки структуры песчаных пород [Коссовская, Шутов, 1961]. Глинистые минералы в обломочных породах могут быть представлены различными видами гидрослюдов, каолинита, монтмориллонита, хлорита, магнезиальными водными

силикатами, смешаннослойными образованиями и др. Их трансформация происходит в виде структурных перестроек и новообразованные минералы наследуют фрагменты структур исходных минералов. В качестве показателя катагенеза пород чаще всего используются трансформации минерального ряда монтмориллонит – гидрослюда. На определенной стадии преобразования пород выделяется зона, где в набухающих глинистых минералах постепенно уменьшается доля монтмориллонитовых пакетов (гидрослюдизация монтмориллонитов). Решающим фактором гидрослюдизации является температура. Однако абсолютные значения и интервалы температур этого процесса зависят от ряда причин. В породах, обогащенных сапропелевым ОВ, гидрослюдизация замедляется. К другим факторам гидрослюдизации относятся специфические особенности вещественного состава. Дело в том, что начавшееся в диагенезе образование монтмориллонитов продолжается в раннем катагенезе, особенно в полимиктовых толщах. При достижении определенных температур этот процесс сменяется гидрослюдизацией.

Для оценки степени преобразования определенный интерес представляют цеолиты. На начальной стадии изменения осадочных пород образуются натрий-калиевые многоводные цеолиты. При более глубоких преобразованиях возникают преимущественно кальциевые маловодные разновидности [Логвиненко, Орлова, 1987]. Наряду с глинистым веществом и цеолитами для этой цели могут быть использованы некоторые обломочные минералы, в частности биотит и полевые шпаты.

В качестве примера рассмотрим особенности трансформации глинистых минералов и цеолитов с ростом преобразованности пород на материалах Донбасса [Коссовская, Шутов, 1961; Карпова, 1972; Логвиненко, Орлова, 1987] и Уренгойского района Западной Сибири [Предтеченская, Вакуленко, Злобина, 1993]. В протокатагенезе глинистые породы обычно содержат все типы глинистых минералов: каолинита, гидрослюда, монтмориллонита, хлорита и различных смешаннослойных фаз (табл. 18, 19). Часть их является реликтовыми минералами, унаследованными от стадии диагенеза, другие – новообразованиями процессов катагенеза. Следовательно, катагенез получает от диагенеза разное наследство, содержащее как аутигенные, так и обломочные минералы. Существенные трансформации их начинаются в конце мезокатагенеза.

На грациях $МК_1^{1-2}$ изменения минералов носят деградиционный характер и являются как бы продолжением процессов диагенеза с развитием тех же или близких парагенезов глинистых минералов, цеолитов и др. По мере дальнейшего преобразования (грации $МК_2$ - $МК_3^2$), начинают преобладать аградационные процессы и за счет старых

минералов образуются новые, а также другие парагенезы аутигенных минералов. Постепенно исчезают монтмориллониты и смешаннослойные фазы, они заменяются гидрослюдами (политип 2м) и хлоритами (политип 1в, 14А). Многоводные цеолиты сменяются маловодными кальциевыми разновидностями. Изменяются текстуры и структуры – появляются микростилолиты. В апокатагенезе возникают новые парагенезы аутигенных минералов и происходит дальнейшее преобразование текстур и структур. Породы становятся метаморфизованными, но еще не метаморфическими (глинистые сланцы, мраморизованные известняки и др.). Парагенезы аутигенных минералов заметно изменяются – монтмориллониты и смешаннослойные фазы заменяются гидрослюдами с преобладанием политипа 2м₁. Появляются серицит и мусковит 2м₁, парагонит, стильпномелан, среди хлоритов преобладают магниевые политипы (11в, 14А). Широко развиты мозаичные структуры, кливажи течения и разрыва, “бородатые” зерна кварца (табл. 18, 19) – структуры, наблюдаемые также и в метаморфических породах.

Отражением процесса трансформации монтмориллонита через ряд последовательных фаз смешаннослойных минералов в гидрослуду, служит постепенное уменьшение содержания разбухающих компонентов (РК) в смешаннослойных структурах. При этом наблюдается прерывистость, стадийность данного процесса, позволяющая коррелировать этапы трансформации смешаннослойных образований с градациями катагенеза ОВ. Так, в слабо измененных породах (градации ПК₃-МК₁¹), отмечается широкое развитие смешаннослойных образований с содержанием РК >40%, а в отдельных случаях до 100% [Назаревич, Волкова, 1985]. В начале мезокатагенеза быстро сокращаются концентрации РК в смешаннослойных структурах до 40%. Далее процесс трансформации смешаннослойных образований замедляется и на градации МК₁² содержание РК в смешаннослойных структурах уменьшается всего на 15% (с 40 до 25%). В среднем мезокатагенезе (МК₂) процесс трансформации смешаннослойных образований в основном завершается. На градации МК₃¹ смешаннослойные образования сменяются гидрослюдистыми минералами высокой устойчивости.

Таким образом, общая направленность изменения глинистых пород сводится к последовательному многоступенчатому переходу от многокомпонентной исходной глинистой массы с составом, обусловленным особенностями аллотигенного материала и седиментационной обстановки, к преимущественно двухкомпонентной (хлоритово-гидрослюдистой) смеси, утрачивающей первичные седиментационные признаки и поэтому несущей черты стадийных образований. При этом ярко проявляются различия в “способности” отдельных компонентов глинистого материала быть индикаторами

Таблица № 18

Стадии постдиагенетических изменений терригенных пород Большого Донбасса [Логвиненко, Орлова, 1987].

Градация катагенеза	Контакты зерен в песчанниках			Коэффициент К	Объемная плотность, г/см ³	Пористость, %	Изменения структур и текстур	Изменения обломочных компонентов	Глинистые минералы и их стадийные изменения
	конформные	инкорпорационные	стилолитовые						
ПК ₁₋₂	-	-	-	0.35	-	30	уплотнение глин и песчанников, начало аутигенной цементации	аморфизация, каолинизация, гидратизация желез. слюд	каолинит, гидрослюда 1М, монтмориллонит, 7А-хлорит
ПК ₃	28	2	0	0.39	2.31	15	цементация и уплотнение, образование пленочных и порово-базальных цементов	агрегизация и деформация железистых слюд, хлоритизация	то же и 14А-хлорит
МК ₁ ¹	-	-	-	0.48					
МК ₁ ²	41	15	2	0.59	2.52	7.0	цементация и уплотнение, образование регенерационных цементов, конформация, инкорпорация	частичное преобразование обломков эффузивов, коррозия и регенерация кварца	стабилизация монтмориллонита и смешанно-слоистых фаз, гидрослюдизация каолинита
МК ₂	-	-	-	0.65	2.57	6.3			
МК ₃ ¹	-	-	-	0.70	2.58	5.3			
МК ₃ ²	-	-	-	0.74	2.61				
АК ₁	30	38	1 2	0.77	2.64	4.0	развитие регенерационных, конформных, инкорпорационных, микростилолитовых структур	полное преобразование эффузивных обломков и биотита, коррозия кварца	гидрослюдизация каолинита, мусковитизация и парагонитизация гидрослюда
АК ₂				0.81	2.67				
АК ₃				0.85	2.69				

Стадии постдиагенетических изменений минерального вещества Уренгойского района [Предтеченская, Вакуленко, Злобина, 1993].

Градации катагенеза	Коллекторские свойства			Межзерновые контакты						Коэффициенты катагенеза			Аутигенные минералы - индикаторы градаций катагенеза
	пористость $K_{по}$, %	проницаемость $K_{пр,п}$ 10^{-15} мкм ²	плотность, г/см ³	прямолинейные первичные	механические приспособления	пластической деформации	растворения под давлением	химического растворения	сутуно-стилолитовые	число контактов на 1 зерно А	интенсивность катагенеза I	коэффициент уплотнения K_u	
МК ₁ ²				19-29	13-17	3.0-6.0	0.7-3.3	3.0-8.0	0.5-0.6	4.3-4.9	5.1-5.5	0.8-1.5	К, А, Г _{2М} , X _{14А}
МК ₂	21-10	0.03-0.05	2.37-2.41	20-37	13-24	4.0-18	1.9-7.5	1.7-7.3	1.1-6.3	4.6-5.9	5.2-7.4	1.0-4.3	Д, К, А, Г _{2М} , X _{14АД} , К, А, Г _{1М} , К, Хал
МК ₃ ¹	8.8-9.2	0.02-0.07	2.46-2.43	20-38	14-33	7.5-19	5.6-8.5	3.9-12.5	2.4-7.2	4.9-6.6	5.9-9.2	1.1-3.1	Д, К, А, Г _{2М} , Г _{1М} , X _{14А} , Ц, МркД, Хал, Ц, Э
МК ₃ ²	8.3-7.9	0.02-0.07	2.47-2.51										Д, К, А, Г _{1М} , X _{14А} , Мрк

П р и м е ч а н и е - Аутигенные минералы: К - кварц, А - альбит, Д - протодоломит, Г_{2М} - гидрослюда диоктаэдрическая поли типа 2М1, Г_{1М} - гидрослюда удлиненно-пластинчатая поли типа 1М, X_{7А} - хлорит поли типа 1b - 90°. Хал - халцедон, Э - эпидот, Дик - дикит, Ц - цеолиты, Мрк - мраморизованный кальцит.

преобразования пород. Некоторые этапы этой трансформации коррелируются с градациями катагенеза ОВ. При направленном изменении структур и минеральных парагенезов осадочных пород наблюдается большое разнообразие в темпах этих преобразований. Неравномерный характер породообразования приводит к сохранению реликтовых минералов предыдущих стадий. Это соответственно снижает надежность диагностики степени преобразованности по минеральной части породы, что можно продемонстрировать на примере юрских отложений Западно-Сибирского мегабассейна. Рассматривая оценку степени катагенеза юрских толщ Уренгойского района [Предтеченская, Вакуленко, Злобина, 1993; Ушатинский, Рыльков, 2000] по структурным особенностям пород и уровню зрелости заключенного в них ОВ, можно констатировать, что минеральное вещество ведет себя более консервативно по сравнению с органическим. Поэтому относительно высокие градации катагенеза ОВ ($МК_3^1$ - $АК_2$) не согласуются с низкими в региональном плане стадиями литогенеза пород. По разрезам глубоких скважин граница между средним и поздним катагенезом, проведенная по структурным и минеральным индикаторам, не совпадает с границей, установленной по степени преобразованности ОВ. Последняя здесь располагается гипсометрически ниже. В юрских отложениях Красноленинского свода отмечается обратная ситуация. Здесь ОВ менее преобразовано, чем минеральная часть. Так, в породах верхней и нижней юры катагенез ОВ отвечает соответственно $МК_1^1$ и $МК_1^2$ градациям [Геология и условия..., 1995], тогда как структурные изменения обломочной части терригенных пород фиксируют более высокую преобразованность (соответственно $МК_2$ и $МК_3^1$ градации). Эти различия связаны с тем, что ОВ изменяется необратимо и фиксирует максимальные палеотемпературы. Минеральная же часть подвержена наложенным процессам выщелачивания, разуплотнения, регрессивного катагенеза. Все это заметно искажает оценку степени преобразованности пород.

2.4.2. Количественные критерии

Минералогические и структурные критерии позволяют только качественно оценить преобразованность осадочных пород – выделить стадии, этапы и зоны вторичных изменений. Вместе с тем имеются количественные параметры степени литификации пород: 1) характер межзерновых контактов в песчаниках и алевролитах; 2) физические свойства терригенных пород (пористость и плотность); 3) степень кристалличности

некоторых аутигенных глинистых минералов. Из них чаще всего используется характеристика межзерновых контактов.

Межзерновые контакты

С увеличением степени литификации происходит преобразование структур терригенных пород. Наиболее четко это проявляется в изменении взаимоотношений между обломочными зернами песчаной и алевроитовой размерности. В шлифах определяются различные типы контактов между зернами, и проводится их количественная оценка, выраженная различными коэффициентами интенсивности катагенеза. Этот способ впервые предложила J.M.Taylor (1950), выделив контакты четырех типов: касательные, прямые, выпукло-вогнутые и сутурные. Она считала, что первые два типа являются первичными, а остальные – чаще всего вторичными. В дальнейшем типы контактов были дополнены и уточнены другими исследователями [Черников, 1963; Савкевич, 1965; Перозио, 1971]. Чаще всего используются пять основных типов контактов: 1) точечные, 2) прямолинейные первичные, 3) прямолинейные вторичные, 4) выпукло-вогнутые, 5) сутурные [Перозио, 1971]. Первые два типа свидетельствуют о слабом уплотнения породы, а остальные – о более сильном. С ростом катагенеза последовательно меняется характер контактов между обломочными зернами – растет число инкорпорационных и сутурных. При этом общая протяженность контактов увеличивается. На форму контактов влияет минералогический состав и размеры терригенных зерен, количество и качество цемента, содержание ОВ. Так, органическое вещество резко снижает интенсивность изменения контактов между зернами. Карбонатный материал литифицируется уже в диагенезе и раннем катагенезе, поэтому он затрудняет сближение терригенных зерен. Породы с базальным цементом вообще малопригодны для этих исследований. Зерна слюд зачастую меняют форму уже на ранних стадиях литогенеза, тогда как многие акцессорные минералы сохраняют первичные формы и в позднем катагенезе. Поэтому изучаются в основном кварцевые, кварцево-полевошпатовые песчаники и алевролиты с низким содержанием цемента, карбонатов, обломков пород и ОВ.

Для количественного выражения степени литификации терригенных пород используют различные коэффициенты. О.А.Черников (1963) предложил подсчитывать в шлифах число пересечений контактов зерен на единицу длины микрометрической линейки (n) и определять средний размер зерна (d). Тогда степень преобразованности

$C = (\pi/8) \cdot nd$. С.С.Савкевич (1965) для расчета интенсивности процессов эпигенеза использует другую формулу: $J = W/p + (A+C)$, где W - количество вторичных контактов (конморфные, инкорпорационные); p - число первичных контактов (точечные и протяженные); A - число контактов на зерно; C - число сутурных контактов. Даже небольшое содержание сутурных контактов, которое в целом слабо отражается на внешнем облике породы, резко увеличивает коэффициент интенсивности катагенеза (J). Поэтому Г.Н.Перозио (1971) предложила для расчета этого коэффициента использовать число контактов на зерно и процентное соотношение числа вторичных контактов к первичным. В этом случае $J = W/(p + A)$. Но данная методика применима в основном к песчаникам, практически лишенным цемента и содержащим относительно однородные по размеру зерна. В связи с этим, Нгуен Бьеу (1973) предложил дополнительно находить протяженность контактов кварца и полевого шпата: $J = W/(p + K_{\Pi})$, где K_{Π} - протяженность вторичных контактов (коэффициент, равный протяженности контактов, деленной на средний диаметр двух соприкасающихся зерен).

Однако эти количественные методы оценки интенсивности катагенеза довольно трудоемки. Поэтому Л.В.Орлова (1974) для этих целей использует коэффициент изменения структуры (K). При этом подсчитывается число контактов (n_k) и периметров зерен (n_p) в 20-25 пересечениях шлифа микрометрической линейкой. Коэффициент K - это отношение удвоенной суммарной протяженности контактов зерен к их суммарному периметру: $K = 2\sum n_k / \sum n_p$. В песчаниках Донбасса он изменяется от 0.33 в протокатагенезе до 0.91 в апокатагенезе (табл. 18). Наиболее интенсивный рост коэффициента K наблюдается на градациях ПК-МК₂, а в апокатагенезе он замедляется. Косвенным показателем степени преобразованности пород является также коэффициент уплотнения (K_y), который определяется как процентное отношение суммы полных контактов зерен к сумме неполных. Значения этого показателя с ростом катагенеза постепенно увеличиваются (табл. 19). Кроме этих коэффициентов, степень изменения пород может характеризовать число ориентированных удлиненных зерен кварца в песчаниках и алевролитах. По данным Н.В.Логвиненко и Л.В.Орловой (1987), содержание ориентированных зерен параллельно напластованию следующее: на градациях ПК-МК₁² - 10-12%; МК₂-МК₃² - 15-16; АК₁₋₃ - 18-22 и метагенез - 59-60%.

Рассмотренные коэффициенты не учитывают особенности изменения типов контактов в породах разного вещественного состава. Сложность и неравномерность структурных и минералогических изменений песчаников и влияние на них большого числа факторов, в том числе и не связанных со стадийной зональностью, не позволяют

использовать их для точной количественной оценки катагенеза. Минералогические и структурные изменения следует применять главным образом для обоснования границ резкого изменения физических свойств на определенных этапах их преобразований. Определенную помощь для оценки степени литификации осадочных пород могут дать их физические свойства – суммирующий итог всех изменений.

Физические свойства терригенных пород

Изменение физических свойств пород (пористость, плотность) происходит в основном за счет их уплотнения. Этот процесс хорошо прослеживается в пластических глинах. Поэтому для сопоставления данных следует рассматривать закономерности уплотнения глин. Рассеянное ОВ, находясь в породе с момента захоронения, вместе с ней подвергается воздействиям термодинамических факторов. При этом оно наиболее чутко реагирует на увеличение температуры, а глинистый материал – на давление. Но поскольку пластовая температура определяется в значительной мере глубиной погружения отложений, то следует ожидать параллелизм изменений ОВ и физических свойств пород. Хотя величина геотермического градиента здесь также играет существенную роль. Если, например, вмещающая ОВ осадочная толща испытала погружение на значительную глубину, но геотермический градиент был малым, то в органическом веществе даже древних осадков значительных изменений не происходит.

Пористость. Для характеристики степени преобразованности пород чаще всего используется открытая пористость, которая нередко контролируется глубиной максимального погружения ($H_{\max}$). Однако, на пористость влияет также первичный минеральный состав, температурный и временной факторы, особенности строения толщи и другие признаки. По мере литификации осадочных пород постепенно происходит уменьшение их пористости. Этот процесс начинается еще в диагенезе, но наиболее интенсивно идет в раннем и среднем катагенезе (рис. 19, табл. 18).

На давление нагрузки вышележащих пород по-разному реагируют зернистые и глинистые, сцементированные и не сцементированные породы. В зернистых разностях за счет давления происходит уменьшение пористости в основном из-за изменения способа укладки частиц. В рыхлых породах зерна стремятся занять минимальный объем. Когда зерна максимально сближены, происходит их частичное дробление, и дальнейшее уплотнение возможно только благодаря растворению. В сцементированных зернистых породах давление нагрузки передается на зерна и на цемент, поэтому значительного

уплотнения не происходит. Степень уплотнения зернистых пород зависит также от минерального состава. Так, кварцевые песчаники обычно сохраняют сравнительно хорошую пористость на глубинах до 3.5 км. Тогда как аркозовые и граувакковые с глинизированными полевыми шпатами и обломками глинистых пород на тех же глубинах имеют меньшую пористость, что Г.М.Парпарова, С.Г.Неручев, А.В.Жукова и др. [Катагенез и нефтегазоносность, 1981] связывают с разрушением этих компонентов под давлением.

Пористость глинистых пород может служить ориентировочным показателем степени литификации, поскольку зависит от многих факторов. К

ним относятся: состав пород, содержание ОВ, возможности и скорость отжатия поровых вод, наличие локальной цементации, размер теплового потока и др., которые в каждом конкретном случае проявляются по-разному.

Плотность (объемный вес) глинистых пород. На материалах различных осадочных бассейнов уже давно прослежена взаимосвязь плотности и пористости вмещающих пород с катагенезом заключенного в них органического вещества [Донабедов, 1943; Перепечина, 1943; Козлов, 1958; Рассел, 1958; Нестеров, 1962, 1965]. Чем выше преобразованность ОВ, тем больше плотность вмещающих пород и меньше их пористость, и, наоборот. И.И.Нестеров (1962) для разных стратиграфических горизонтов юры и мела Западно-Сибирского мегабассейна построил карты плотностей пород и на основе этих данных выделил зоны разной преобразованности. Среди осадочных пород лучше уплотняются глинистые разности. К тому же они наиболее широко распространены среди всех осадочных образований. Поэтому “судьба” органического вещества на протяжении геологической истории чаще всего была связана с глинистыми отложениями.

Автором изучено более 300 образцов мезозойских и палеозойских аргиллитов Западно-Сибирского мегабассейна [Фомин, 1979]. При этом были исключены пробы со



значительной примесью карбонатного материала и ОВ. Поскольку присутствие первого завышает значения объемного веса пород, а второго - занижает. Плотность пород сравнивалась с отражательной способностью витринита из этих же проб. Границы градаций катагенеза по степени литификации глинистых пород выделены по средним значениям объемного веса. Несмотря на вариации этого параметра, в целом проявляется следующая закономерность: в плотных породах находится высоко преобразованное ОВ, и наоборот, мало измененное органическое вещество присуще слабо литифицированным отложениям.

По данным автора (рис. 20) вполне отчетливо прослеживается увеличение плотности глинистых пород от протокатагенеза ($\rho < 2.14 \text{ г/см}^3$) до апокатагенеза ($\rho > 2.74 \text{ г/см}^3$). Близкие значения были получены и другими исследователями

[Гуревич, Богданова, Волкова, 2001].

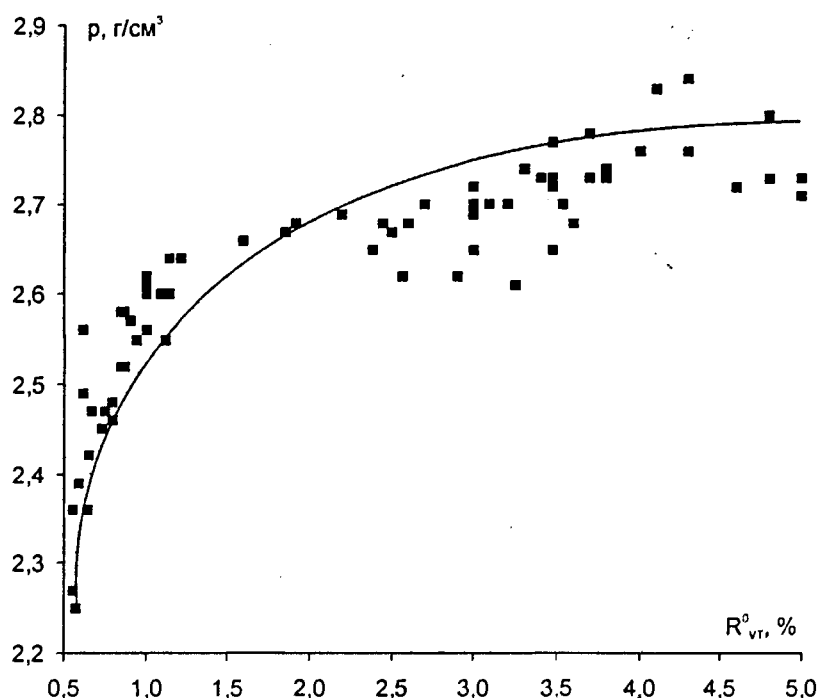


Рис. 20. Зависимость между отражательной способностью витринита (R_{vt}°) и плотностью ($\rho, \text{г/см}^3$) аргиллитов с ростом катагенеза в мезозойских и палеозойских отложениях Западно-Сибирского мегабассейна.

Однако на определенных этапах преобразования по-разному нарастает объемный вес пород. В начальном и среднем катагенезе (градации ПК_3 - МК_2) это происходит более интенсивно и значения объемного веса между градациями увеличиваются на 0.1 г/см^3 . На более высоких градациях (МК_3^1 - АК_1) процесс уплотнения замедляется, и увеличение объемного веса пород составляет 0.02 - 0.04 г/см^3 . В конце апокатагенеза значения объемного веса пород практически не меняются. Корреляционный анализ показал, что линейная связь между отражательной способностью витринита и плотностью вмещающих глинистых пород положительная и сильная ($r = + 0.73$). Это позволяет использовать данные по плотности аргиллитов для ориентировочной оценки степени катагенеза ОВ.

Изложенные в этом разделе материалы свидетельствуют, что несмотря на множество факторов, влияющих на преобразование пород, сочетание некоторых из них вызывает довольно характерные изменения. Так, парагенезы аутигенных минералов, изменение структур и физических свойств пород коррелируются с градациями катагенеза ОВ. При этом следует учитывать, что границы между стадиями не всегда удастся четко установить по минералогическим параметрам, и они часто являются условными. Несовпадение границ между зонами катагенеза, выделенными по структурным и минеральным показателям, с границами, определенными по величине отражательной способности витринита, объясняются не только влиянием на породы наложенных гидротермальных процессов, но и явлениями регрессивного катагенеза и гипергенеза. Поэтому вполне очевидно, что между отражательной способностью витринита, минеральным составом глин, физическими свойствами и другими характеристиками осадочных пород не может быть одинаковых соотношений, поскольку они в разной степени зависят от геологических факторов. Для обоснования степени катагенетических превращений конкретной породы обычно требуется учет 5-10 различных критериев. Это заметно отличает породы от содержащегося в них ОВ, преобразование которого контролируется в основном температурой. Таким образом, с критериями диагностики уровня зрелости по ОВ не всегда однозначно совпадают параметры осадочных пород. Можно говорить только о тенденции изменения того или иного параметра осадочных пород, а не о точной диагностике по ним степени преобразованности.

2.5. Расчетные показатели катагенеза

Если по каким-либо причинам не может быть использован ни один из рассмотренных выше методов, применяют расчетные показатели катагенеза. Многие оперируют значениями температур, поскольку этот параметр является ведущим фактором катагенеза. Н.В.Лопатин (1971, 1973, 1976) использует совместный учет влияния температуры и времени на углефикацию, исходя из сведений о температурном коэффициенте, энергии активации природных реакций, их скорости в различных тепловых зонах и геологической истории пласта. Проводя реконструкцию глубин залегания толщ и учитывая температуры, которые действовали на них в отдельные периоды, он предложил оценивать импульсы тепла для каждого геологического отрезка времени в один миллион лет в зависимости от температуры, а затем подсчитывать

суммарный импульс тепла (СИТ), повлиявший на конкретный объект. По мнению Н.В.Лопатина, имеется высокая корреляционная зависимость между СИТ и уровнем зрелости ОВ. По его расчетам значения СИТ для различных градаций катагенеза имеют следующие величины: $МК_1^1$ – 70-130; $МК_1^2$ – 130-220; $МК_2$ – 220-400; $МК_3^1$ – 400-650; $МК_3^2$ – 650-1050. Однако этот метод имеет ряд ограничений. Одно из них связано с несовершенством способов определения палеотемператур. Чаще всего условно переносят данные о современном геотермическом режиме на геологическое прошлое. Вытекающие отсюда неточности могут существенно отразиться при межрегиональных сопоставлениях результатов. Другое ограничение связано с трудностью расчета значений СИТ для толщ, которые неоднократно испытывали смену погружений значительными подъемами. Для этого нужны сведения о продолжительности перерывов в осадконакоплении и об амплитуде восходящих движений за это время. Отмеченные недостатки хотя и ограничивают применение метода СИТ, но не затрагивают его принципиальную основу, достаточно аргументированную Н.В.Лопатиным.

Некоторые исследователи пользуются числовой характеристикой степени катагенеза (M), равной произведению глубины (H) залегания глин и температуры на данной глубине (t), деленному на значение абсолютной пористости глин (m) [Нестеров, 1969]. По мнению других исследователей [Геология нефти..., 1975], удобнее применять не абсолютное значение этой величины, а логарифм ее: $M = \alpha Ht/m$ или $M = \alpha \lg Ht/m$, где α - эмпирический коэффициент пропорциональности. Такое выражение степени катагенеза исходит из того, что в любом разрезе этот параметр растет с глубиной. А так как с увеличением последней температура всегда возрастает и абсолютная пористость глин уменьшается, то принятое выражение, объединяя данные параметры, объективно отражает величину степени преобразованности. Однако авторы метода признают, что ошибка прогноза катагенеза может быть значительной.

Определенными возможностями обладают методы реконструкции палеотемператур, основанные на анализе состава минеральных образований пород. Один из них заключается в гомогенизации газовой-жидких включений (ГЖВ) в минералах (обычно галит). При этом предполагается, что температура консервации включений отражает геотермические условия, при которых происходила перекристаллизация галита в процессе погружения эвапоритовых толщ. Палеотемпература недр определяется также методом декрипитации вторичного кальцита, по минеральному составу глин, по изотопному составу кислорода ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) в парагенетических минералах и т.д. Следует отметить, что большинство из указанных методов дают высокие значения

палеотемператур, в 1.5-2.0 раза превышающие аналогичные расчеты по отражательной способности витринита. Например, палеотемпературы (250-380⁰С) отложений пермокарбона на востоке Волго-Уральской провинции по результатам гомогенизации галита и декрипитации кальцита, более чем в два раза превышают данные витринитовой палеотермометрии [Махнач, Панов, 1976; Чахмахчев, 1983]. Аналогичные результаты приводят Я.Ф.Канана и А.К.Матвеев (1986), изучавшие карбонатные толщи Восточно-Европейской платформы, Западно-Сибирского мегабассейна, а также включения в галите из Припятской, Соликамской и Верхнепечорской впадин. В Западной Сибири температуры гомогенизации минералов совершенно не совпадают с уровнем зрелости ОВ вмещающих толщ. Здесь на градациях МК₂ температуры гомогенизации минералов палеозойских толщ составляют 165-185⁰С, а на градациях АК₁₋₃ – 120-182⁰С, т.е. отмечается обратная зависимость. Причем аналогичные температуры (140-185⁰С) зафиксированы и в верхнеюрских отложениях с уровнем зрелости ОВ градаций МК₁¹⁻².

Замечено снижение абсолютных значений изотопного состава углерода с ростом катагенеза. Так, в отложениях с террагенным ОВ градации МК₁² у метана δ¹³С ~ -30‰, а на градациях МК₃²-АК₁ это значение составляет -25‰ [Stahl, 1977]. Метан из отложений с аквагенным ОВ характеризуется аналогичными изменениями, но у него отмечается больший дефицит ¹³С (~ на 14‰), по сравнению с метаном из террагенного ОВ. В конце апокатагенеза – начале метагенеза значения δ¹³С составляют 12.1-18.1‰, а в наиболее метаморфизованных сланцах – 10.6-12.6‰ [Hoels, Frei, 1976].

Таким образом, были рассмотрены различные методы, в той или иной мере способные оценить степень преобразованности ОВ и вмещающих пород. Каждый из них, безусловно, представляет ценность для изучения катагенеза ОВ, но ограничен определенными пределами использования. Даже самый универсальный показатель катагенеза ОВ – витринит – отсутствует в морских и древних отложениях. Поэтому разработаны шкалы катагенеза по аквагенным мацерам ОВ. Палинологи опираются на цвет в проходящем свете и интенсивность флуоресценции лейптинита. Однако этот мацерал не всегда встречается в ОВ, к тому же в разновозрастных отложениях он обычно характеризуется разной видовой принадлежностью. Кроме того, с градации МК₃¹, лейптинит по оптическим свойствам сближается с витринитом и становится непригодным для этих целей. Конодонты можно использовать до графитовой стадии метаморфизма, но они встречаются сравнительно редко, преимущественно в карбонатных породах и их стратиграфический диапазон охватывает только кембрий –

триас. Среди всех методов диагностики уровня зрелости ОВ наиболее надежными являются углепетрографические, в частности, отражательная способность витринита. Она является суммарным результатом воздействия основных геологических факторов катагенеза. Этот параметр широко используется в мировой практике при геолого-геохимических построениях. Конечно, этот метод также имеет недостатки, но они известны исследователям и учитываются при интерпретации материалов. Преимуществом углепетрографии является то, что здесь визуально видны объекты, из которых можно выбрать наиболее пригодные для анализа и предварительно визуально оценить уровень зрелости ОВ. К тому же анализы выполняются по конкретным мацералам, а не в навеске из их смеси. В последнем случае вариации результатов могут быть весьма значительными. Большинство остальных методов позволяют чаще всего выявить только тенденцию изменения определенных параметров с ростом катагенеза, но не дают точной количественной оценки уровня зрелости ОВ. Несомненно, будут разработаны другие не менее надежные методы, которые значительно дополнят уже существующие и выявят новые диагностические признаки степени преобразованности ОВ и вмещающих пород.

Глава 3. КАТАГЕНЕЗ - ВЕДУЩИЙ ФАКТОР, КОНТРОЛИРУЮЩИЙ ГЕНЕРАЦИЮ УГЛЕВОДОРОДОВ И УСЛОВИЯ СОХРАННОСТИ ИХ ЗАЛЕЖЕЙ

Катагенез – длительный этап в истории органического вещества и осадочных пород, постепенно сменяющий диагенез и предшествующий метаморфизму. На этом этапе термобарические факторы начинают играть существенную роль в преобразовании осадочных пород и заключенного в них ОВ. Катагенез является одним из важнейших факторов, контролирующих формирование и сохранение залежей нефти и газа, он в значительной мере определяет их фазовое состояние и углеводородный состав. Поэтому выяснение катагенетических условий формирования осадочных толщ весьма актуально для решения многих вопросов нефтяной геологии. Данные по катагенезу ОВ используются для реконструкции палеотектонических и палеотемпературных режимов, для выявления перерывов в осадконакоплении по разрезам скважин и др.

3.1. Этапы преобразования органического вещества и вмещающих пород

Формирование осадочных пород - многостадийный и последовательный процесс литогенеза, регулируемый физико-географическими, физико-химическими и термодинамическими условиями. С момента фоссилизации органическое вещество вместе с осадками проходит различные этапы преобразования. Принято четырехчленное деление постседиментационных изменений осадочных пород и заключенного в них ОВ: диагенез, катагенез, метагенез и региональный метаморфизм (табл. 20). Однако отсутствие общепринятой трактовки этих терминов для обозначения стадий преобразования ОВ, приводит к путанице и к несопоставимости результатов. Поэтому кратко рассмотрим этапы литогенеза и схему пространственного их размещения.

В связи с изучением закономерностей изменения ОВ и возможностями последующего нефтегазообразования, большое внимание уделяется этапу диагенеза. Это совокупность биохимических и физико-химических процессов, обуславливающих превращение осадка в твердую породу без существенного участия термодинамических факторов. После диагенеза терригенные осадки находятся в виде песков, суглинков и пластичных глин. В органическом веществе в основном заканчиваются биохимические

и некоторые физико-химические процессы и оно переходит в торф. К диагенезу относят начальные процессы литогенеза, проходящие в самых верхних горизонтах литосферы [Страхов, 1962]. Большинство исследователей ограничивает зону диагенеза глубиной от десятков до первых сотен метров [Справочник по геохимии..., 1998], другие считают, что активные микробиологические процессы образования биогенного метана продолжаются до глубины 0.8-1.0 км [Хант, 1973].

Таблица № 20

Стадии и этапы постседиментационных изменений осадочных пород и органического вещества по данным разных авторов.

Градации катагенеза	R ⁰ _{вт} , %	Вассоевич, 1962	Аммосов, 1967	Страхов, 1957	Логвиненко, 1968	Коссовская, Шутов, 1957
		торфяная	конечный	диагенез		
ПК ₁	0.25	прото-катагенез	диагенез	эпигенез	ранний катагенез	начальный эпигенез
ПК ₂	0.30		начальный катагенез			
ПК ₃	0.40					
МК ₁ ¹	0.50	мезо-катагенез	средний катагенез		поздний катагенез	глубинный катагенез
МК ₁ ²	0.65					
МК ₂	0.85					
МК ₃ ¹	1.15		конечный катагенез			
МК ₃ ²	1.55					
АК ₁	2.0	апо-катагенез	метагенез	ранний метаморфизм	ранний метагенез	ранний метагенез
АК ₂	2.5					
АК ₃	3.5					
АК ₄	5.0					
метагенез	7.0	метагенез (региональный метаморфизм)	метаморфизм (графитизация)		поздний метагенез (метаантрациты)	региональный метаморфизм
графитизация	11.0					

Дальнейшее преобразование ОВ под действием термобарических факторов терминологически трактуется по-разному. Длительное время эти процессы обозначались как углефикация или метаморфизм. Нередко эти термины используются и сейчас, причем, как синонимы. Углефикация - это процесс физико-химического изменения органических веществ, прошедших стадию торфообразования. В ходе углефикации торф под действием термодинамических факторов постепенно превращается в бурый уголь, затем в каменный и антрацит. Преобразование ОВ нередко называют “обуглероживание” (карбонизация) и отождествляют с понятием “углефикация”. Термин “метаморфизм” является частным по отношению к понятию “углефикация”, т.к. он не охватывает процессы превращения торфа в уголь. Нередко

исследователи, исходя из значения слова “метаморфизм” (превращение), называют этим термином весь процесс изменения углей, начиная с буроугольной стадии. Однако его нельзя использовать для обозначения изменений ОВ в толщах, еще не достигших стадии собственно метаморфизма. В отношении углей и нефтей этот термин следует понимать не как стадию превращения, а как направленное изменение их под влиянием факторов катагенеза. Необходимо учитывать, что термином “метаморфизм” обозначается также и высшая стадия преобразования осадочных пород, на которой они превращаются в метаморфические породы.

Поскольку органическое вещество до конца апокатагенеза находится в неметаморфизованных породах, то следует отказаться от традиции называть постдиагенетические изменения ОВ и пород метаморфизмом, а применять геологическую стадийную терминологию - **катагенез**. Этот термин, введенный А.Е.Ферсманом (1922) для обозначения физико-химических процессов, происходящих на этапе между диагенезом и собственно метаморфизмом, был использован Н.Б.Вассоевичем (1954) для названия одной из стадий литогенеза нефтематеринских отложений. В настоящее время он широко используется для обозначения определенного этапа изменения осадочных пород, который характеризуется интенсивным уплотнением их под влиянием термодинамических факторов и частичным преобразованием устойчивых компонентов. Роль бактерий, являющихся важным фактором изменения осадков и ОВ в диагенезе, при катагенезе незначительна. Температура и давление в катагенезе еще не столь высокие, как при преобразовании осадочных пород в метаморфические. В ходе катагенеза не происходит значительных изменений структуры и минералогического состава большей части кластогенных осадочных пород. Облик и свойства их изменяются, но они все еще остаются осадочными породами (песчаники, аргиллиты, известняки, угли).

В катагенезе происходит дальнейшее преобразование керогена - возрастает содержание углерода; изменяется состав ароматических УВ; снижаются величины соотношения водородных и углерод-кислородных связей; сначала увеличивается, а затем уменьшается соотношение углеводородных и кислородсодержащих продуктов пиролиза; идет упорядочение пространственного расположения ароматических ядер [Tissot, Pelet, Ungerer, 1987]. При катагенезе происходит дальнейшая дифференциация ОВ, начавшаяся в диагенезе, - продолжают процессы диспропорционирования водорода и накопления, с одной стороны, глубоко преобразованного керогена, а с другой – восстановленных битумоидных компонентов, в том числе жидких и

газообразных УВ. Этот процесс сопровождается перераспределением вновь образующихся миграционноспособных компонентов внутри материнской толщи, а также эмиграцией наиболее подвижных компонентов. Катагенез ОВ способствует не только новообразованию углеводородов, но и качественному изменению первичных УВ. С ростом катагенеза битумоиды становятся менее кислыми, теряют гетероэлементы, в них возрастает содержание масел и уменьшается количество смолисто-асфальтеновых веществ. В маслах повышается содержание УВ.

Более глубокие изменения осадочных пород приводят к образованию метаморфических разностей: глинистых сланцев, мраморизованных известняков и др. Этот этап литогенеза получил название раннего метаморфизма [Страхов, 1957] или **метагенеза** [Вассоевич, 1957; Коссовская, Логвиненко, Шутов, 1957; Аммосов, 1967; Логвиненко, 1968]. При выделении этапов литогенеза, часто используется изменение параметров органического вещества, как наиболее чутких показателей. Довольно полно это изложил Н.Б.Вассоевич (1954, 1962, 1967). Поэтому автор придерживается его точки зрения о том, что метагенез начинается после завершения апокатагенеза. В метагенезе происходит постепенный переход метаантрацитов и полуграфитов в графиты. Интенсивно идет процесс перекристаллизации осадочных пород и превращение их в метаморфические. Эта стадия изменения осадочных пород частично соответствует низко температурной ступени регионального метаморфизма - фации зеленых сланцев [Лопатин, 1979]. При более высоких температурах и давлениях происходит полная метаморфизация осадочной породы – она переходит в класс метаморфических пород.

При **метаморфизме** происходят коренные изменения минерального состава пород, а находящиеся в них ОВ превращается в графит. Следует отметить, что весьма дискуссионным является вопрос о зонах перехода от литогенеза к метаморфизму. В определенной степени это связано с тем, что естественных и плавных переходов слабо измененных пород в кристаллические сланцы нигде не встречено, по крайней мере, при бурении глубоких скважин. Главные отличия метаморфических пород от нормальных осадочных связаны с кристаллическим строением первых и отсутствием в них пористости. О былом присутствии в метаморфических породах ОВ можно только догадываться по наличию включений или тонких прослоек графита. По мнению Н.Л.Добрецова с соавторами [Фации метаморфизма, 1970], температура образования типичных метаморфических пород охватывает интервал от 300 до 1000⁰С, редко до 1200⁰С. Однако и эти авторы говорят о растянутости диапазона границы литогенез -

метаморфизм. В.В.Семенович с соавторами [Основы геологии..., 1987], появление графитов связывают с концом фации зеленых сланцев вмещающих пород, а широкое графитообразование - со следующей эпидот-амфиболитовой фацией. Следовательно, к собственно метаморфизму, в том смысле, в каком применяется этот термин к породам, можно отнести только стадию графитизации [Вышемирский, 1963]. Выбор конкретного репера начала метаморфизма чрезвычайно затруднителен и, очевидно, любой принятый признак будет условен. Так, часто понятия “метаморфизм ОВ” и “метаморфизм пород” не совпадают. Ведь практически во всех осадочных бассейнах даже метаантрациты залегают в нормальных осадочных, а не метаморфических породах. Схема соотношений стадий превращения ОВ и вмещающих пород отчетливо показывает, что при среднем катагенезе вмещающих пород уже заканчиваются катагенетические изменения в ОВ. Позднему катагенезу пород соответствует ранний метагенез ОВ, метагенезу пород - поздний метагенез и метаморфизм ОВ, метаморфизму пород отвечает ультраметаморфизм (графитизация) органического вещества [Мазор, 1983]. Это несоответствие связано с тем, что ОВ является более чутким, чем породы, индикатором малейших изменений термобарических условий.

Таким образом, постседиментационные изменения осадков и заключенного в них ОВ подразделяются на четыре этапа - диагенез, катагенез, метагенез и метаморфизм. В диагенезе происходит формирование осадочных пород. Катагенез - этап бытия осадочных пород и начальных, незначительных их изменений. В метагенезе происходит существенное изменение пород и ОВ - они становятся метаморфизованными осадочными, но еще не метаморфическими породами. Они перейдут в них уже после собственно метаморфических преобразований. Для обозначения постдиагенетических изменений ОВ наиболее удачным является термин “катагенез”. Применительно к керогену возможно также использование термина “углефикация”. Термин “метаморфизм” следует применять только для обозначения собственно метаморфических преобразований пород и ОВ.

3.2. Шкала катагенеза органического вещества

Шкалами катагенеза ОВ и вмещающих пород занимались многие исследователи: Н.М.Страхов, Н.В.Логвиненко (1959); Ю.А.Жемчужников, А.И.Гинзбург (1960); К.Patteiski, М.Teichmuller (1960); Н.Б.Вассоевич (1962, 1975); В.С.Вышемирский (1963); А.В.Копелиович (1965); В.Alpert (1967); Л.И.Сарбеева (1968); М.Л.Лсвенштейн (1969);

И.И.Аммосов, И.В.Еремин, Г.С.Калмыков (1971); A.Hood, C.M.Gutjahr, R.L.Heacock (1975); А.Э.Конторович (1976), С.Г.Неручев, Н.Б.Вассоевич, Н.В.Лопатин (1976), Г.М.Парпарова, А.В.Жукова (1990), Ю.П.Казанский (1995) и другие. Однако по минералогическим показателям можно выделить лишь сравнительно крупные этапы преобразования пород. К тому же минеральное вещество более консервативно, чем органическое. Поэтому об уровне катагенеза чаще всего судят по изменению параметров ОВ.

Стадийность катагенеза ОВ сначала разрабатывалась для углей и в основу первых шкал были положены углехимические параметры. Иногда для этих целей привлекались физико-химические и минералогические показатели. Однако большинство их не отражают полностью динамики катагенетических процессов на протяжении всего углефикационного ряда. В настоящее время основным критерием шкалы катагенеза является показатель отражения витринита. В первых шкалах каждой стадии изменения ОВ была присвоена соответствующая “марка”, характеризующаяся определенными оптическими и углехимическими параметрами. Углемарочная шкала, представляющая собой единый углефикационный ряд от бурых углей до антрацитов (Б - буроугольная, Д - длиннопламенная, Г - газовая и т.д.), была длительное время общепринятой в России. Подобные шкалы были составлены и в других странах (табл. 21). Необходимо отметить условность “углемарочной” шкалы, в частности, потерю терминологического смысла марок для обозначения катагенеза рассеянного ОВ.

Шкалы катагенеза, принятые в разных странах, имеют различные наименования, что создает трудности при их сопоставлении. К тому же, при переводе традиционных для каждой страны названий градаций катагенеза нередко допускаются ошибки. Поэтому, ни одна из существующих шкал катагенеза не является унифицированной и не может быть взята за основу международной системы терминов. Хотя такие попытки были. Так, A.Hood, C.M.Gutjahr, R.L.Heacock (1975) предложили шкалу катагенеза углей “ЛОМ” (уровень органического метаморфизма), содержащую 20 уровней преобразования ОВ (табл. 21). С.Г.Неручев, Н.Б.Вассоевич и Н.В.Лопатин (1976) опубликовали проект международной шкалы катагенеза, в обсуждении которой принимали участие М.К.Калинко, А.А.Карцев, А.Э.Конторович, В.И.Ручнов, А.А.Трофимук, В.В.Чернышев и другие. В основу единой системы терминов стадийного подразделения осадочных пород ими положен термин “катагенез”, предложена новая терминология и индексация подэтапов и градаций катагенеза ОВ [Вассоевич, 1975]. Для обозначения раннего, среднего и позднего подэтапов катагенеза

Таблица № 21

Шкалы катагенеза органического вещества по данным разных авторов [Неручев, Вассоевич, Лопатин, 1976; Конторович, 1976; Hood, Gutjahr, 1975; Tissot, 1972; Teichmuller, 1974; Stach, 1953].

Этапы	Под- этапы	Градации катагенеза		Витринит				ЛОМ	СИТ	Сопоставление углемарочных шкал			
литогенеза		Неручев и др., 1976	Конторович, 1976	R ⁰ _{вт} ,%	N _{пр.}	C ^I ,%	V ^I ,%			ГОСТ 9414-74	Герма- ния	США	Англия
диагенез										торф			орто- лигнит
катагенез	прото	ПК ₁ ПК ₂ ПК ₃	ПК ₁ ПК ₂ ПК ₃	0.25 0.30 0.40		60 67 71	63 56 50	6	35	Б ₁ Б ₂ Б ₃	Б ₁ Б ₂ Б ₃	лигнит суббиту- -миноз- ный	
	мезо	МК ₁	МК ₁ ¹	0.50	1.72	75	44	7	95	Д	Д	битуми- нозный	мета- лигнит
		МК ₂	МК ₁ ²	0.65	1.76	77	40	8	170	Г	ГП		
		МК ₃	МК ₂	0.85	1.81	81	37	10		Ж	Г		
		МК ₄	МК ₃ ¹	1.15	1.88	86	31	11	400	К	Ж		
		МК ₅	МК ₃ ²	1.55	1.90	89	21	12		ОС	ОС		
	апо	АК ₁	АК ₁	2.00	1.97	90	14	14	1000	Т	Т	ПА	ПА
		АК ₂	АК ₂	2.50	2.00	91	8	16	1500	ПА	А		
		АК ₃	АК ₃	3.50		94	4	18	3000	А	МА		
		АК ₄	АК ₄	5.0				20					
	метагенез				7.0		97	1.5				СГ	
региональный метаморфизм				11.0									

Марки углей: Б₁ – бурый землистый, Б₂ – бурый матовый, Б₃ – бурый блестящий, Д – длиннопламенный, Г – газовый, ГП – газопламенный, Ж – жирный, К – коксовый, ОС – отощенно-спекающийся, Т – тощий, ПА – полуантрацит, А – антрацит, МА – метаантрацит, СГ – семиграфит,

использованы древнегреческие префиксы: “прото”, “мезо” и “апо” [Вассоевич, 1962]. Выделенные подэтапы и градации катагенеза (аббревиатуры ПК₁₋₃, МК₁₋₃, АК₁₋₃) примерно совпадают с углемарочной шкалой: протокатагенез соответствует бурым углям, мезокатагенез - каменным и апокатагенез - тощим, полуантрацитам и антрацитам (табл. 21). А.Э.Конторович (1976) предложил более детальное расчленение подэтапа мезокатагенеза на ранний (МК₁¹⁻²), средний (МК₂) и поздний (МК₃¹⁻²) с соответствующей индексацией. Эти две системы обозначений градаций катагенеза широко используются российскими геологами. В настоящей работе принята шкала индексов А.Э.Конторовича. За рубежом для характеристики материнских пород применяют термины *незрелое* и *зрелое* ОВ, чтобы показать, достигло ли оно состояния для генерации УВ [Xiaohua, 1983]:

$R_{\text{vt}}^0 < 0.65\%$	незрелое	сухой газ
$R_{\text{vt}}^0 - 0.65-1.30\%$	зрелое	нефть
$R_{\text{vt}}^0 - 1.31-2.20\%$	перезрелое	жирный газ
$R_{\text{vt}}^0 - 2.21-5.50\%$	сильно перезрелое	сухой газ

Шкалы катагенеза обычно составлены по нескольким параметрам, по изменению которых подразделяют катагенез на подэтапы и градации. Чаще всего верхнюю границу катагенеза проводят между торфом и бурыми углями, но этот переход постепенный. Протокатагенез определяется по началу гелификации - процессу, изменяющему петрографические свойства ОВ сильнее, чем любой другой углефикационный процесс. Здесь коренным образом изменяются коллоидальные свойства ОВ и образуется собственно витринит. Это первый, уверенно выделяемый скачок углефикации. Установление границы между бурыми и каменными углями довольно сложно, хотя некоторые исследователи выделяют ее по второму скачку углефикации витринита и лейптинита. В витрините увеличивается содержание водорода, сильно возрастают концентрации УВ в битумоидах [Hood., Gutjahr, Heacock, 1975], достигает максимума флуоресценция споринита [Teichmuller, 1974]. Происходит изменение цвета спор - от желтого до оранжевого. С.Г.Неручев, Н.Б.Вассоевич и Н.В.Лопатин (1976) отмечают переломный момент в эволюции террагенного ОВ, характеризующийся быстрым увеличением содержания углерода и максимальными концентрациями битумоида. Далее с ростом катагенеза усиливается новообразование и преобразование УВ. Наступает максимум ГФН, сопровождающийся массовым развитием процессов десорбции микроневфти и интенсивной эмиграцией ее. Ниже

градации $МК_2$ генерация жидких УВ в основном прекращается. На границе градаций $МК_2$ - $МК_3$ ¹ наблюдается скачок углефикации лейптинита (“скачок Штаха”), фиксируемый по резкому изменению цвета спор (от оранжевого до коричневого) и прекращению их люминесценции. В этот период сближаются оптические и химические свойства споринита и витринита. Происходит резкая инверсия оптических свойств битуминита, превышающая аналогичные параметры витринита [Teichmuller, 1974]. У аквагенного ОВ снижаются темпы новообразования жидких и усиливается генерация газообразных УВ.

В начале апокатагенеза (градация $АК_1$) многие физические свойства углей еще заметно изменяются. Лейптинит внешне уже трудно отличим от витринита. По мнению большинства исследователей здесь проявляется ГФГ. При переходе к градации $АК_2$ микротвердость угля достигает максимума, ориентация ароматических группировок характеризуется высокой степенью упорядоченности, появляется яркая анизотропия [Patteisky, Teichmuller, 1960; Лопатин, 1979]. Отмечается переломный момент в эволюции террагенного ОВ - резко снижается амплитуда сигнала ЭПР, возрастает концентрация CO_2 , но уменьшается метана и его гомологов [Неручев, Вассоевич, Лопатин, 1976]. На градации $АК_3$ в элементном составе ОВ наблюдается сильное обуглероживание, потеря водорода, резко активизируется генерация метана. Мацералы выглядят однородными, лишь фюзинит ярко-белой окраской и высоким рельефом выделяется на общем фоне ОВ. В конце апокатагенеза угли постепенно переходят в метаантрациты и затем в полуграфиты. Сильная отдача водорода на антрацитовый стадии здесь резко ослабевает. При высоком содержании углерода (порядка 96%), он весь связан в гексагональных ароматических решетках [Krewelen, 1961]. Наблюдается очень резкая анизотропия мацералов ОВ. Рентгеноструктурные исследования показывают, что это еще не кристаллическое вещество, а метаантрацит.

Таким образом, изменение параметров ОВ относится к главным критериям расчленения этапа катагенеза. Однако, с этими рубежами не могут полностью совпадать этапы существенных преобразований минеральной части пород. Поскольку, кроме факторов катагенеза, на преобразование минералов пород в значительной мере влияют ионный состав и динамика пластовых вод, фациальные условия и другие причины, не оказывающие существенного воздействия на ОВ. По изменению состава и свойств минералов пород возможно создание лишь частных схем зональности катагенеза.

3.3. Факторы катагенеза органического вещества

Многими авторами рассматривалось влияние различных геологических факторов на катагенез ОВ [Karweil, 1956; Вышемирский, 1963; Teichmuller, 1966; Конторович, 1967; 1971, 1976; Вассоевич, 1969; Касаточкин, 1969; Левенштейн, 1969; Лопатин, 1969, 1971; Tissot, 1969; Bostik, 1971; Станов, 1980 и др.]. Из кинетики химических реакций отчетливо прослеживается главенствующая роль **температуры** в этих процессах, что подтверждается аномально высоким катагенезом ОВ в зонах контакта осадочных пород с магматическими телами. Поэтому большинство исследователей считают, что уровень зрелости ОВ контролируется преимущественно возрастанием температуры в осадочных толщах. Некоторые существенное значение придают роли таких факторов, как давление, геологическое время, обстановка захоронения органических остатков, литологический состав вмещающих пород и др., либо сочетанию некоторых из них. Источниками тепловой энергии могут быть радиоактивный распад, экзотермические реакции, гравитационное сжатие, трение, магматические внедрения, тектонические процессы и др. Поднимающиеся периодически в среднем через 30 млн. лет мантийные плюмы сопровождаются интенсивным магматизмом, уносят с границы ядро - мантия избыток тепла, меняют интенсивность теплового потока в верхних горизонтах литосферы. Этот тепловой поток можно представить как сумму радиогенного, генерируемого в верхней коре и мантийного, поступающего с границы литосфера - астеносфера [Добрецов, Кирдяшкин, 1994].

При региональном катагенезе увеличению уровня зрелости ОВ с глубиной соответствует рост пластовых температур. Показательны также соотношения между геотермическим градиентом и углефикацией. Если сравнить два осадочных бассейна, то преобразованность ОВ на одной и той же глубине будет в том регионе больше, в котором выше геотермический градиент. Так, в Волгоградском Поволжье градиация $МК_1^2$ в отложениях среднего девона встречена на различных глубинах: в районе с достаточно высоким геотермическим градиентом ($4.0^{\circ}C/100m$) - на 3.3 км, там же, где градиент невелик ($2.0^{\circ}C/100\text{ м}$) - на 5.2 км [Лопатин. Бостик, 1973]. На “горячих” участках Верхнерейнского грабена (градиент $8.0^{\circ}C/100\text{ м}$) каменные угли встречаются уже на глубине 1.5 км, тогда как на “холодных” ($4.0^{\circ}C/100\text{ м}$) - на 2.6 км [Петрология углей, 1978]. О ведущей роли температуры в преобразовании ОВ свидетельствуют наблюдения в кальдере вулкана Узон (Камчатка). Здесь благодаря воздействию

гидротерм в настоящее время из захороненного ОВ происходит образование микронефти [Калинко, 1975]. Кальдера вулкана Узон является своеобразной природной лабораторией, в которой породы, залегающие от поверхности несколько десятков сантиметров, испытывают такое же тепловое воздействие, как в нефтегазоносных бассейнах на глубинах несколько километров.

Роль давления в процессах преобразования ОВ продолжительное время оставалась дискуссионной. После установления правила Хильта (с глубиной нарастает катагенез ОВ) возникло предположение, что давление усиливает углефикацию. Наличие в дислоцированных толщах сильно преобразованных углей привело D.White (1915) к выводу, что тектоническое давление ускоряет процесс катагенеза ОВ. Этому же мнения придерживались и другие исследователи [Травин, 1953; Мокринский, 1961]. Однако детальные исследования в области структурной химии углей, моделирование процессов углефикации и изучение ее во многих бассейнах, показало второстепенную роль давления в преобразовании ОВ. Высказывалась и противоположная точка зрения, что давление оказывает отрицательное влияние на интенсивность изменения ОВ [Матвеев, 1945; Жемчужников, 1948; Скок, 1954; Топорец, 1961; Левенштейн, 1963; Huck, Patteisky, 1964; Иванов, 1967; Конторович, 1967; Вышемирский, 1968; Teichmuller, 1971 и др.]. Так, В.В.Станов (1980) отмечал, что преобразованность каменных углей и антрацитов определяется совместным действием температуры и давления, причем давление тормозит этот процесс. Оно существенное значение имеет только на стадии бурых углей.

Нередко в литературе обсуждается вопрос о том, в чем же собственно проявляется роль давления как фактора катагенеза. Из законов термодинамики следует, что давление тормозит течение химических реакций углефикации, препятствуя эмиграции веществ (главным образом газов) из ОВ. Чем выше давление, тем больше должны быть температуры, при которых могут протекать процессы преобразования ОВ и деструкции УВ. Это явление объясняют тем, что давление повышает сжатие молекул, в связи с чем значительная часть тепловой энергии расходуется на преодоление этого сжатия [Ермолкин, Пономарев, 2001]. Поэтому процессы преобразования ОВ при низких давлениях протекают интенсивнее, чем при высоких. И это подтверждается экспериментальными данными. Так, М. и R. Teichmuller (1954) отмечают, что моделирование процессов катагенеза при значительном давлении оказалось успешным только при высокой температуре. Аналогичные наблюдения М.В.Голицына, Л.Е.Козловой и А.А.Кузнецовой (1970) показали, что без нагревания даже при очень

больших давлениях свойства угля не меняются. Многие исследователи полагают, что причиной катагенеза является не собственно давление, а температура, как следствие напряжений, возникающих при тектонических процессах. В.С.Вышемирский (1963) считает, что различные формы проявления давления по-разному действуют на ОВ. Всестороннее давление без изменения объема пород затрудняет процесс катагенеза, а одностороннее и всестороннее сжатие с уменьшением объема пород приводит к выделению тепла, способствующему углефикации. Хотя, при этом для преобразования ОВ под давлением требуется более высокая температура. Следовательно, интенсивность изменения ОВ с глубиной усиливается благодаря повышению температуры и вопреки увеличению давления. Экспериментальные данные свидетельствуют, что в условиях затрудненного оттока флюидов и развития АВПД превращение ОВ замедляется и ГФН проявляется при более высокой температуре, чем в открытой системе с нормальным гидростатическим давлением [Рожкова, 1993]. По мнению И.И.Нестерова (2004) при больших давлениях процессы нефтегазообразования затухают или прекращаются.

В геологических условиях давление и температура связаны между собой сильной корреляционной связью, поскольку с погружением толщи эти параметры нарастают параллельно друг другу. При этом ОВ претерпевает изменения под действием возрастающей температуры, давление же сказывается на уплотнении осадков. Параллельность действия этих факторов проявляется в том, что обычно в плотных породах находится значительно преобразованное ОВ. Для выяснения факторов катагенеза ОВ убедительны расчеты А.Э.Конторовича с соавторами [Нефтепроизводящие толщи..., 1967; Геохимия мезозойских..., 1971]. Ими были изучены корреляционные связи между показателем преломления витринита, с одной стороны, температурой и глубиной залегания вмещающих толщ, с другой. Оценка частных коэффициентов корреляции установила, что между показателем преломления витринита и температурой при постоянной глубине залегания осадочных толщ сохраняется сильная положительная связь. При элиминировании температуры значение частного коэффициента корреляции между показателем преломления и глубиной весьма мало.

Геологическое время является наиболее трудно учитываемым фактором катагенеза ОВ и поэтому роль его весьма дискуссионна. Одни исследователи, придающие большое значение присутствию ОВ слабой преобразованности в древних отложениях, считают, что геологическое время не оказывает существенного влияния на

углефикацию [Вышемирский, 1963; Аммосов, 1967; Метаморфизм органического..., 1971; Неручев, Парпарова, 1972]. Другие, опираясь на расхождения между современными пластовыми температурами толщ и температурами преобразования ОВ в экспериментальных условиях, полагают что длительность процесса катагенеза при сравнительно низких температурах компенсирует эффект кратковременного действия на ОВ высоких температур [Teichmuller, 1954; Забрамный, 1956; Левенштейн, 1963; Копелиович, 1965; Philippi, 1965; Вассоевич, 1967; Касаточкин, 1969; Tissot, 1969; Голицын, Козлова, Кузнецова, 1970; Лопатин, 1971; Bostik, 1971]. При этом время понимается не как фактор, способный самостоятельно изменять горные породы, но как период, способствующий такому изменению под действием другого фактора. W.Francis (1955) считает, что благодаря длительности процесса преобразования в условиях регионального катагенеза температура образования антрацитов может составлять порядка 300°C , а на контактах с интрузивными телами продолжительность процесса существенно сокращается вследствие значительного повышения температуры ($>500^{\circ}\text{C}$).

Некоторые считают, что длительность температурного воздействия следует учитывать только при наличии пластовых температур $>50^{\circ}\text{C}$, когда они способствуют протеканию химических реакций [Juntgen, Karweil, 1966; Teichmuller, 1966; Лопатин, 1971; Конторович, Меленевский, 1988]. Более низкие температуры даже в течение многих миллионов лет не могут привести к образованию каменных углей или к началу главной фазы нефтеобразования. Например, землистые бурые угли нижнего карбона Подмосковского бассейна с момента их образования никогда не подвергались температурам $> 20-25^{\circ}\text{C}$ [Лопатин, Бостик, 1973]. Н.В.Лопатин (1971) показал, что следует учитывать не все геологическое время, а только тот период, в течение которого отложения находились при температурах, превышающих порог активации. По мнению А.Э.Конторовича с соавторами [Геология нефти..., 1975], геологическое время реально ощущается только в том случае, если породы подвергались температурам порядка $100-120^{\circ}\text{C}$. При более низких температурах роль времени не имеет существенного значения. Авторы отмечают, что за всю геологическую историю мезозойских отложений Западной Сибири ОВ преобразовано до бурых углей, если оно находилось при температурах $> 50^{\circ}\text{C}$, а при 90°C оно достигло градации МК_1^1 , при 135°C – МК_1^2 , при 180°C – МК_2 . Следовательно, ведущим фактором катагенеза является температура, а не геологическое время. Очевидно, что воздействие температуры на процесс углефикации происходит не мгновенно, а в течение десятков миллионов лет. При этом время оказывает тем большее влияние, чем выше температура [Karweil, 1956].

Установленная С.Г.Неручевым с соавторами [Генерация углеводородов..., 1976] близкая глубинная зональность катагенеза ОВ в бассейнах разного возраста свидетельствует о том, что длительность пребывания ОВ в условиях одинаковых глубин и свойственных им температур заметно не влияет на степень их преобразованности. Авторы придерживаются точки зрения В.С.Вышемирского (1963), что наиболее интенсивный геотермический режим развивается при погружении осадков вследствие их гравитационного и тектонического уплотнения, сопровождающегося выделением тепла. При этом наиболее высокие температуры испытывали породы в каждом бассейне в стадию его максимального погружения. Именно за этот относительно короткий период (10-30 млн. лет) и происходит основной катагенез ОВ, который фиксируется в настоящее время [Неручев, Вассоевич, Лопатин, 1976; Добрецов, Кирдяшкин, 1994].

Нет единого мнения о влиянии литологического состава пород на темп преобразования захороненного в них ОВ. Одни исследователи не прослеживают связи между изменением параметров ОВ и литологией, либо считают, что она носит случайный характер [Аммосов, 1967; Bostik, Foster, 1975; Фомин, 1989]. Другие полагают, что при прочих равных условиях отражательная способность витринита увеличивается в ряду песчаник – алевролит – аргиллит – уголь [Чичуа, 1964; Парпарова, 1966; Трушков, 1966; Нефтепроизводящие толщи..., 1967; Софиев, Горленко, Семашева, 1969; Тимофеев, Боголюбова, 1971]. Многочисленные отклонения от этой схемы выявил И.И.Аммосов (1967), указавший на некоторые возможные причины этих явлений: особенности исходного растительного материала витринита и его микробиологических изменений, окисленность фрагментов и др. Довольно полное обобщение по этому вопросу сделали N.H.Bostick и J.N.Foster (1975). Ими не прослеживается прямого влияния литологического состава пород на показатели уровня зрелости ОВ.

Проведенные автором многочисленные замеры отражательной способности витринита в мезозойских и палеозойских отложениях Западно-Сибирского мегабассейна не позволяют однозначно судить о связи этого параметра с литологическим типом пород [Фомин, 1989]. Для исследования брались образцы с узкого интервала глубин, чтобы избежать влияния как региональных, так и локальных факторов катагенеза. Изучалось ОВ, преобразованное в пределах ПК₂-АК₃ градаций катагенеза. По нашим данным не прослеживается четкой зависимости отражательной способности витринита от литологического состава пород. В одних случаях

фиксируется рост этого параметра от песчаников к углям, в других отмечается снижение этих значений (табл. 3, глава 2).

Таким образом, нет убедительных материалов о четкой зависимости показателя отражения витринита от литологического типа пород. Возможно, при этом имеет значение не только тип породы, а также их теплопроводность и теплоемкость. Известно, что горючие ископаемые, неорганические породы и флюиды обладают различными значениями этих параметров. Кроме того, интенсивность переноса тепла в породах зависит от их химического состава, плотности, температуры, кристаллического строения и т.д. В осадочных породах решающим фактором, определяющим их теплопроводность, являются не столько свойства твердого скелета, сколько проводимость заполнителя пор: воздуха, воды и т.д. Нефтенасыщенные осадочные породы обычно имеют меньшие значения теплопроводности по сравнению с однотипными водонасыщенными [Моисеенко, Смыслов, 1986]. На изменение теплофизических характеристик осадочных отложений заметное влияние оказывает степень их литификации. У терригенных пород при этом существенно уменьшается теплопроводность, а у карбонатных четкой зависимости не прослеживается. Хемогенные осадочные породы отличаются от терригенных значительно более высокой теплопроводностью, поэтому тепло в них слабо удерживается и может наблюдаться замедление темпа углефикации. Соли, прорывая осадочную толщу, в течение длительного процесса роста куполов, по-видимому, играли роль своеобразного природного холодильника. При этом часть тепла рассеивалась в атмосферу, а оставшаяся расходовалась на эндотермические реакции. Эти процессы сдерживали темп углефикации, что выражается в аномально низком катагенезе ОВ даже на значительных глубинах. Возможно, именно поэтому в Эмбенском районе Прикаспийской впадины в подсолевых отложениях градация $МК_2$ отмечается на глубине 7.0-7.5 км, а в Кенкиякском районе $МК_1^1$ - на глубине 4.9 км [Соболев, Парпарова, 1975].

Итак, рассмотрены различные геологические факторы, способные в той или иной степени повлиять на темп преобразования ОВ. Вполне очевидно, что на органическое вещество в период захоронения и при дальнейших изменениях оказывает влияние множество факторов, ускоряющих или замедляющих темп углефикации. От суммарного их паложения и будет зависеть уровень зрелости ОВ. Общепризнанна решающая роль температуры на катагенез ОВ и это подтверждается данными экспериментов. Давление и время также являются необходимыми условиями

катагенеза, но вполне вероятно, что в природных условиях достаточные количественные значения их, за редким исключением, всегда обеспечены. Следовательно, уровень зрелости ОВ контролируется практически одним фактором - температурой. Очевидно, не следует исключать возможность существования еще каких-либо причин, в той или иной мере влияющих на углефикацию ОВ. Но проявление их, по-видимому, ограничено определенными условиями, вне которых они не оказывают заметного влияния на ОВ.

3.4. Типы катагенеза органического вещества

Поскольку основным фактором преобразования ОВ является температура, то выяснение геологических условий катагенеза представляет собой реконструкцию палеотермических режимов. Повышение температуры толщ может зависеть от разных причин, поэтому и выделяются соответствующие типы катагенеза: региональный, контактовый, динамический, статический, термальный, фрикциомобильный и др. Большинство исследователей признают первые три, считая остальные их разновидностями.

Наиболее распространенным типом катагенеза является **региональный**, связанный с погружением осадочных толщ на обширных территориях в зоны высоких температур и давлений. Нередко его еще называют глубинным [Жемчужников, 1935, 1948; Аммосов, 1961; Скок, 1963], поскольку с ростом глубины залегания толщ постепенно повышается уровень зрелости ОВ (правило Хильта). При этом роль глубины в процессах преобразования ОВ оценивается по-разному. Одни видят ее в увеличении температуры и давления [Травин, 1950; Аммосов, 1961], другие - только в увеличении температуры [Рассел, 1958; Patteiski, Teichmuller, 1960]. Поэтому региональный катагенез нередко называют еще геотермическим [Teichmuller, 1954]. Но поскольку ведущая роль в преобразовании ОВ принадлежит температуре, то по сути все виды катагенеза являются термальными и различаются только особенностями проявления этого фактора. Некоторые исследователи в качестве главных факторов регионального катагенеза выделяют как температуру, так и внутренние напряжения (стрессы), способствующие углефикации ОВ через повышение температуры [Жемчужников, 1948; Мокринский, 1961]. Нередко тектонические процессы относят к основным факторам катагенеза ОВ. Однако нахождение слабо преобразованных углей в сильно дислоцированных бассейнах (Балканский полуостров), и, наоборот,

присутствие ОВ высоких градаций катагенеза в мало дислоцированных толщах (северо-восточные районы Китая) свидетельствует об отсутствии подобной прямой зависимости. Считается [Матвеев 1945; Козлов, 1958], что если складчатость происходит после определенной стадии изменения угля, то она не влечет за собой повышения степени его преобразования.

Региональный катагенез считается наиболее распространенным и почти во всех угленосных бассейнах рассматривается в качестве главного, а для подавляющего большинства их - единственного вида катагенеза. По характеру региональных условий катагенеза все угленосные бассейны В.С.Вышемирский (1968) подразделяет на три группы. В первых, толщи не испытали значительных тектонических напряжений и не подвергались существенному уплотнению. Геотермический режим в них был близок среднему для литосферы и мало отличался по площади. Несмотря на существенное погружение, угли таких бассейнов (Канско-Ачинский, Челябинский) сравнительно слабо преобразованы (до градации $МК_1^1$, реже $МК_1^2$). В бассейнах второй группы (Донецкий, Кузнецкий, Карагандинский) угленосные отложения значительно дислоцированы и уплотнены. Следовательно, они находились или сейчас находятся в зонах напряженного термобарического режима с высоким геотермическим градиентом. Поэтому по площади таких бассейнов формируются угли различных градаций катагенеза, преимущественно высоких. В бассейнах третьей группы (Южно-Уральский, Подмосковный) не проявился региональный катагенез, поскольку угленосные толщи не испытали ни существенного погружения, ни динамического воздействия. Для них характерны бурые угли, образующиеся без существенного влияния факторов катагенеза.

Некоторые исследователи в региональном катагенезе выделяют *статический*, связанный с воздействием нагрузки вышележащих пород и усиливающейся по мере увеличения мощности последних. Считается, что зависимость давления от мощности пород в геосинклинальных и переходного типа бассейнах имеет региональную закономерность. В платформенных условиях давление сказывается по-разному. В одних случаях, бурые угли встречаются на глубинах порядка 3.0 км (Австралия) и 5.0 км (Калифорнийский залив), в других – 1.2-1.5 км (Подмосковный бассейн). В общем же роль давления отчетливо прослеживается в начале катагенеза и менее заметно в конце, где оно, возможно, даже замедляет эти процессы. По мнению В.С.Вышемирского (1968), тепловой эффект сжатия пород связан не со статическим давлением, а с динамическим и представляет собой основное содержание

динамокатагенеза. Следовательно, статический катагенез в том виде, в каком он обычно понимается, является нереальным. Поэтому чаще всего он рассматривается как разновидность регионального.

Ни один из видов катагенеза не вызывает столько споров, как динамокатагенез. В отношении практически всех угольных бассейнов приводились материалы как в пользу динамокатагенеза [К разработке..., 1958; Вышемирский, 1963, 1968; Саркисян, Котельников, 1972; Конторович, Трофимук, 1976], так и против него [Молчанов, 1947; Скок, 1954; Яворский, 1957; Калмыков, 1960; Посыльный, 1962; Левенштейн, 1963; Погребницкий, 1964]. Проявления динамокатагенеза понимаются как изменения углей, связанные с перемещением вмещающих толщ, в результате чего возрастают давления и температуры. При этом исследователи принимают, что в отношении времени проявления динамокатагенез отличается от регионального тем, что второй имеет место до эпохи складкообразования, в то время как первый является результатом действия тектонических сил [Жемчужников, 1935; Вышемирский, 1968; Конторович, Трофимук, 1976]. При этом предполагается, что повышение катагенеза происходит во всех стадиях состояния угля, когда бы эти тектонические силы не проявились. Именно динамокатагенезом Ю.А.Жемчужников объясняет различие в степени преобразованности углей Подмосковского и Кизеловского бассейнов.

А.Б.Травин (1953) называет этот вид катагенеза динамотермальным, поскольку он обусловлен не давлением, а теплом, выделяемым на большой глубине в результате разрядки тектонических напряжений. Хотя, Г.А.Иванов (1967) считает, что в процессе складчатости температура развивается быстро и на короткое время, поэтому не оказывает заметного влияния на преобразованность ОВ. К тому же она ниже температур регионального катагенеза. Во многих бассейнах проявление его предполагалось в тех случаях, когда латеральная зональность преобразованности ОВ не объясняется с точки зрения других видов катагенеза, но в той или иной мере согласуется с тектоническим строением этих районов. Многие зарубежные исследователи не считают этот вид катагенеза основным, а некоторые вообще не принимают его во внимание. Главным аргументом против выделения динамокатагенеза в качестве самостоятельного таксона является отсутствие прямой связи между степенью дислоцированности отложений и преобразованностью ОВ. По мнению А.Б.Гуревич и О.И.Гавриловой (1985), в тех случаях, когда усиление тектонической напряженности сопровождается региональным увеличением степени катагенеза ОВ,

всегда наблюдается одновременное увеличение мощности и глубины погружения осадочных толщ (региональный катагенез).

Сложность распознавания динамокатагенеза заключается в разнообразии форм проявления его, а также в том, что степень дислоцированности обычно пропорциональна мощности осадочного комплекса. Отсюда его проявления нередко связывают с региональным, статическим и даже “термальным” катагенезом. Наличие во многих бассейнах сильно преобразованных углей, никогда не испытывавших значительного погружения, свидетельствует в пользу динамокатагенеза. Уплотнение пород за счет тектонического сжатия является, очевидно, наиболее значительным и распространенным проявлением динамокатагенеза [Вышемирский, 1963]. Увеличение плотности пород с ростом геотермического градиента свидетельствует о том, что результатом тектонического сжатия является не только уплотнение пород, но и повышение температуры. В.С.Вышемирский (1963) проявление динамокатагенеза связывает с изменением геотермического градиента в зависимости от форм тектонических движений, обусловленных либо вертикальными, либо тангенциальными напряжениями. Одним из факторов считается теплота трения, выделяющаяся при тектонических движениях [Teichmuller, 1949; Trotter, 1950; Roberts, 1955; Вышемирский, 1963]. Вероятно, динамокатагенез способствует углефикации ОВ в основном через усиление геотермического градиента. Его увеличение за счет тектонических напряжений может происходить как в локальных масштабах, так и в региональных. Ю.А.Жемчужников (1948) считает, что если динамокатагенез связан с крупными тектоническими структурами, то его можно рассматривать как частный случай регионального. Это же мнение высказал и А.Б.Травин (1950), полагавший, что глубинный и динамический проявляются совместно, и их зачастую нельзя разделить. Среди локального динамокатагенеза выделяют стрессовый, блоковый, интрузивный и фрикциомобильный [Мокринский, 1961; Вышемирский, 1968].

В сложных геологических ситуациях не всегда удается объяснить уровень зрелости ОВ тем или иным видом катагенеза. Следовательно, существуют еще какие-то пока не учитываемые факторы углефикации, связанные с тектонической активностью. Одним из них может являться энергия упругих сейсмических колебаний [Игнатченко, 1968; Черский, Царев, 1977, Новые данные..., 1981; Сюндюков, 1987; Кузнецов, Симкин, 1990; Сороко, Захарова, 1990]. Возрастание степени катагенеза угля в экспериментах без увеличения температуры показывает, что энергия сейсмических динамических полей преобразуется путем механохимических реакций. При

сейсмических процессах дополнительно к литостатическим возникают переменные динамические напряжения, приводящие к деформациям зерен. При этом происходит изменение их структуры, смещение зерен относительно друг друга и дробление, сопровождающееся возникновением мигрирующих к поверхности внутренних дефектов. Эти дефекты, связанные с разрывом межмолекулярных и межатомных связей, приводят к образованию активных центров. Последние обладают значительной свободной энергией, благодаря чему высокотемпературные реакции могут происходить при сравнительно низких температурах [Сюндюков, 1987]. Сейсмодинамическое преобразование ОВ наиболее активно проявляется в зонах с высокой сейсмической и тектонической активностью. В таких зонах часто отсутствует корреляционная связь между уровнем зрелости ОВ и палеоглубинами погружения. Так, высокий уровень зрелости ОВ в современных осадках озера Байкал, где температуры не превышают 3.0-3.5⁰С, объясняют активным тектоносейсмическим режимом Байкальской рифтовой зоны [Сороко, Захарова, 1990]. Придавая ему большое значение, Ш.А.Сюндюков (1987) выделяет *сейсмодинамический* вид катагенеза. Хотя, такое воздействие нередко происходит совместно с другими типами катагенеза, поэтому оценить его роль довольно трудно. Возможно, сеймотектонические процессы проявляются одновременно с региональным катагенезом и усиливают его воздействие в зонах интенсивной складчатости.

Контактный катагенез - наиболее наглядно проявляющийся в природе процесс изменений ОВ, вызванных тепловым, эманационным и динамическим воздействием магматических тел при внедрении их в осадочную толщу. Эти преобразования накладываются на существующий фоновый (региональный, термальный и др.) катагенез и отмечаются во многих осадочных бассейнах. Большинство исследователей считают, что контактовые изменения ОВ ограничиваются узкими зонами, измеряемыми первыми сантиметрами, метрами и реже десятками метров. Это характерно для таких крупнейших областей контактового изменения углей как Тунгусский и Таймырский бассейны. В непосредственном контакте с интрузиями температуры в осадочной толще достигали 600-700, а иногда и 1000⁰С. При таких высоких температурах образуются метаантрациты и графиты [Гуревич, Гаврилова, 1985]. Мощность и характер перекрывающих пород влияют лишь на продолжительность остывания интрузии. При этом уголь претерпевает контактовые изменения, в зависимости от характера интрузивного тела и близости его к пласту. Наиболее сильное влияние на ОВ оказывают силлы основных пород, внедрившихся между угольными пластами, а также

секущие их крупные интрузии. В Тунгусском бассейне уголь превращается в графит при непосредственном контакте его с интрузией не далее 5-10 м. По мере удаления от контакта температурное влияние уменьшается и ОВ менее измененное. На расстоянии 200 м от интрузии катагенез отвечает лишь градации АК₁ [Кравцов, Погребнов, 1975].

Следовательно, аномальный тепловой режим в период внедрения магмы может привести к дополнительному катагенезу ОВ, сместить зоны нефте – и газообразования, изменить фазовый состав и условия сохранности залежей УВ. Материалы по Тунгусскому бассейну свидетельствуют, что в узких экзоконтактовых зонах мощностью от сантиметров до нескольких метров, нагретых до температур $>500^{\circ}\text{C}$, органическое вещество полностью потеряло способность генерировать УВ [Kontorovich, Homenko, Burshtein, 1997]. Нафтиды превратились в нефтяной кокс и графит, а каменный уголь в антрацит. В экзоконтактовых зонах, равных 0.3, реже 0.5 мощности магматического тела, ОВ при температурах $>300^{\circ}\text{C}$ претерпело дополнительный катагенез на 2-3 градации выше исходного. Угли полностью теряют способность коксоваться. В зонах с менее высокими температурами ($150-300^{\circ}\text{C}$) происходит генерация сухого и жирного газа, а также их новообразование за счет термолиза нефти. По данным этих авторов, в области экзоконтакта до 0.25 мощности интрузии произошла полная деструкция УВ и графитизация ОВ, 0.25-0.50 - генерировался сухой газ, 0.50-1.25 - имела место интенсивная генерация жидких УВ. По данным В.В.Реввердатто и Н.И.Волковой (1983) экзотермическое влияние базальтового силла на деструктивные преобразования нефти распространяется на 0.6-0.8 его мощности.

Процесс изменения ОВ при контактовом катагенезе несколько иной, чем при региональном. Это отражается на их химических, технологических, петрографических, оптических и других признаках. В зависимости от конкретной геологической обстановки непосредственно в приконтактной зоне образуются сажистые угли, натуральные коксы, антрациты, метаантрациты и графиты. Из внешних признаков прежде всего изменяется цвет угля, который приобретает сероватый оттенок, увеличивается пористость. В отличие от региональных, контактовые антрациты имеют не золотистые, а серебристые тона.

Некоторые исследователи [Порфирьев, 1948; Мокринский, 1961] в качестве самостоятельного вида катагенеза выделяют **термальный**, обусловленный влиянием температуры интрузий, не имеющих непосредственного контакта с углем. В случае прогрева магматическими телами мощных толщ на больших пространствах его еще

называют регионально-термальным. Его влияние нередко искажает результаты регионального катагенеза. Проявление термального катагенеза отмечается в Тунгусском бассейне, на угольных месторождениях Дальнего Востока. В зависимости от масштабов его проявления различают: а) локальный, связанный с тепловым полем вокруг изолированного магматического очага (Суматра, Партизанский бассейн); б) региональный, классическим примером которого является Тунгусский бассейн. Здесь в угленосной толще платформенного типа мощностью 150-400 м (реже более), намечается площадная и вертикальная зональность катагенеза (от градаций ПК до АК₃), в какой-то мере аналогичная зональности угленосных бассейнов с региональным типом катагенеза [Гуревич, Гаврилова, 1985]. По мнению В.С.Вышемирского (1963), выделение данного вида катагенеза недостаточно обосновано и сам термин неудобен, поскольку любое преобразование ОВ является термальным. Он считает, что магматические тела не оказывают значительного теплового воздействия на угленосную толщу, за исключением близко расположенных многопластовых интрузий, когда катагенез по существу является контактовым. А.К.Матвеев (1945) полагает, что роль магматических тел проявляется не столько в прогреве пород, сколько в динамическом давлении, развивающемся вследствие сочетания погружения осадочного комплекса с подъемом магматических массивов. Поэтому катагенез ОВ над интрузиями, но за пределами зон контактовых изменений, В.С.Вышемирский (1963) рассматривает в качестве разновидности динамокатагенеза.

Радиогенный. Рядом исследователей доказывается активная роль ионизирующего излучения радиоактивных минералов на преобразование ОВ [Юдович, Кетрис, Мерц. 1990; Фомин, Филиппов, 2000]. На материалах по Тюрингскому бассейну показано, что вокруг радиоактивного циркона концентрически располагаются зоны более преобразованного ОВ. Явление такого же характера было обнаружено в кайнозойских углях японского месторождения Убе. М. и R.Teichmuller (1971) в кембрийских толщах Швеции отмечали повышение отражательной способности витринита под воздействием радиоактивных минералов. При моделировании процессов радиогенного преобразования углей установлено, что под воздействием облучения наблюдается увеличение показателя отражения витринита на 20-30% в протокатагенезе и на 4-8% в начале мезокатагенеза. Радиогенный катагенез проявляется локально и преимущественно у слабо преобразованного ОВ.

Таким образом, были рассмотрены различные типы катагенеза, особенности их проявления и влияния на ОВ. Большинство исследователей признают три основных

типа: региональный, контактовый и динамический, считая остальные их разновидностями. Существующая терминология видов катагенеза не является универсальной, поскольку в большинстве случаев на каждом участке пласта суммарно отражаются несколько факторов. Так, региональный (глубинный) и динамокатагенез часто проявляются совместно, поэтому раздельная диагностика их весьма затруднительна. Следовательно, в каждом конкретном случае необходим учет всех геологических условий (в первую очередь тектонических), способствующих повышению температуры и преобразованию ОВ.

3.5. Температурная шкала грааций регионального катагенеза

Остается дискуссионным вопрос о величине температур, необходимых для достижения ОВ определенного уровня зрелости. Это связано с отсутствием надежных методов определения палеотемператур, поэтому все суждения о них базируются главным образом на косвенных данных. В основу их положены предположения о геотермических градиентах, либо экспериментальные данные. Различие мнений в этом вопросе связано с тем, что исследователи по-разному оценивают изменение теплового режима Земли во времени. Основываясь на признании тепла радиоактивных процессов как ведущего источника тепловой энергии и на теоретических расчетах, большинство исследователей допускает относительное постоянство общего теплового потока в районах с различным возрастом консолидации земной коры. Это используется многими как основа для представлений об относительном постоянстве температур, во всяком случае с палеозоя, и поэтому современные температуры приравниваются к палеотемпературам [Левенштейн, 1963; Teichmuller, 1966; Голицын, Козлова, Кузнецова, 1970; Лопатин, 1976;]. Другие придерживаются иного мнения считая, что в период максимального погружения бассейнов, палеотемпературы были значительно выше современных [Топорец, 1961; Вышемирский, 1963; Аммосов, 1967]. Многие исследователи опираются на результаты моделирования процесса преобразования ОВ. При этом в зависимости от условий эксперимента получались резко отличающиеся результаты. Л.Ф.Думлер (1965) приводит результаты нагрева (со скоростью 1°C за 3 минуты) угля градации МК_1^2 , который при температуре порядка 300°C достиг градации МК_2 , а при 360°C - МК_3^2 . Однако в эксперименте была практически исключена роль геологического времени, поэтому температуры образования грааций оказались завышенными. В действительности температура, при которой происходит природный

процесс преобразования ОВ, по-видимому, намного ниже, чем предполагается на основании моделирования процессов катагенеза. М. и R.Teichmuller (1954) считают, что нельзя судить о температурах перехода от одной градации катагенеза к другой без учета времени пребывания ОВ в тех или иных температурных зонах.

Анализ материалов по уровню зрелости ОВ в геотермически активных районах, в зонах контактов углей с магматическими телами, а также экспериментальное моделирование, позволяют ориентировочно судить о температурах, обуславливающих ту или иную степень углефикации (табл. 22).

Таблица № 22

Предполагаемые минимальные температуры для достижения ОВ определенных градаций катагенеза по данным разных авторов.

Автор материала	Температуры достижения градаций катагенеза, °С							
	МК ₁ ¹	МК ₁ ²	МК ₂	МК ₃ ¹	МК ₃ ²	АК ₁	АК ₂	АК ₃
Стадников, 1937	80	120	160	200	-	235	-	-
Топорец, 1961	-	< 350	350	-	-	500	-	700
Вышемирский, 1963	160	200	250	290	340	380	-	420
Левенштейн, 1969	80	110	130	145	165	190	215	325
Аммосов, 1967	110	140	175	200	220	>235	-	-
Горшков, 1983	95	125	155	190	212	>235	-	-
Конторович, 1967, 1976	50	90	135	160	185	200	>230	-
Вассоевич, 1986	80	105	130	-	155	170	185	230
Лопатин, 1979	85	115	120	135	150	165	180	235
Скоробогатов, 1984	80	100	125	135	145	-	-	-
Неручев, Парпарова, 1981	125	150	185	>200	-	-	-	-
Ручнов, 1983	80	110	130	155	180	210	240	-
Бостик, 1971	55	85	100	120	-	-	-	-
Стаплин, 1973	65	-	140	170	-	200	-	-
Махнач, Панов, 1976	250	300	350	-	-	-	-	-
Канана. Матвеев, 1986	50-80	80-110	115	120	140	150	155-190	190-270

Наиболее высокие температуры обычно приводят при интерпретации результатов, полученных методами гомогенизации или декрипитации газожидкостных включений. По данным А.С.Махнача и В.В.Панова (1976) для достижения ОВ градации МК₁¹ необходима температура порядка 250°С, МК₁² - 300°С и МК₂ - 350°С. Некоторые исследователи, наоборот, считают невысокими температуры преобразования ОВ. Г.Л.Стадников (1937) полагает, что в Печорском бассейне угли градации МК₂ образовались при температурах не выше 135°С. В.С.Вышемирский (1963) считает, что для достижения ОВ градации ПК₃ необходима температура порядка 70-90°С, МК₁¹ - 90-140; МК₁² - 140-180; МК₂ - 180-230; МК₃¹ - 230-270; МК₃² - 270-320; АК₁ - 320-350; АК₂ - >350°С. Близкие результаты приводит А.Э.Конторович с соавторами

[Нефтепроизводящие толщи..., 1967]. Они считают, что ОВ мезозойских отложений Западной Сибири было преобразовано до бурых углей, если оно находилось при температурах 50⁰С, а при 90⁰С оно достигло градации МК₁¹, при 135⁰С – МК₁², при 180⁰С - МК₂.

Органическое вещество, достигшее определенного уровня зрелости при температурах максимального погружения вмещающих пород, в дальнейшем при инверсии практически не изменяется. Поэтому многие исследователи используют отражательную способность витринита для расчета палеотемператур. Впервые такую попытку предпринял И.И.Аммосов (1967). Позднее он с соавторами [Аммосов, Еремин, Калмыков, 1971] предложил шкалу соотношения палеотемператур и отражательной способности витринита в интервале МК₁¹-АК₁ градаций катагенеза при соответственном диапазоне температур 95-235⁰С (табл. 23).

Таблица № 23

Приближенное соотношение минимальных палеотемператур и отражательной способности витринита (R_{vt}^0) [Аммосов, 1967].

Градации катагенеза	R_{vt}^0 , %	Палеотемпературы, ⁰ С	Градации катагенеза	R_{vt}^0 , %	Палеотемпературы, ⁰ С
МК ₁ ¹	0.52	95	МК ₃ ¹	1.17	190
	0.55	100		1.22	195
	0.57	110		1.27	200
	0.59	115		1.32	200
	0.62	120		1.37	205
	0.64	125		1.42	210
МК ₁ ²	0.67	130	МК ₃ ²	1.47	210
	0.70	135		1.51	215
	0.73	140		1.56	215
	0.76	145		1.61	220
	0.80	150		1.66	220
	0.83	155		1.71	225
МК ₂	0.87	160		1.76	225
	0.90	165		1.81	230
	0.94	170		1.86	230
	0.97	175		1.92	230
	1.01	180		1.98	230
	1.05	180	АК ₁	2.04	235
	1.09	185		2.10	235
	1.12	190		2.15	235

Эта шкала используется многими исследователями для ориентировочного суждения о палеотемпературах осадочных толщ. Хотя следует признать, что шкала является априорной и в некоторой степени спорной с методологической точки зрения.

Изучение катагенеза ОВ в ряде разнородных бассейнов показало, что максимальные палеотемпературы пород осадочного чехла на древних, а иногда и на молодых платформах, были значительно выше современных. Приведенные в таблице № 22 температуры перехода от одной градации катагенеза к другой по данным разных авторов свидетельствуют о том, что, по-видимому, не существует универсальной шкалы максимальных палеотемператур. Да она, очевидно, и невозможна, поскольку в зависимости от геотермической истории разновозрастных толщ этот переход будет происходить при разных температурах.

3.6. Катагенез и зональность нефте - и газообразования

В природе существует единый процесс преобразования органического вещества, сопровождающийся на определенных этапах литогенеза выделением значительных количеств жидких и газообразных углеводородов. Связь между катагенезом ОВ и нефтегазоносностью вмещающих толщ установил еще Н.Д.Рогерс (1863). Позднее D.White (1915) выделил био - и геохимические стадии и разработал метод углеродного коэффициента ($C^Г$), т.е. предложил параметр уровня зрелости ОВ и с ним сопоставил нефтегазоносность осадочных толщ. Он показал, что залежи нефти встречаются в толщах, в которых $C^Г$ не превышает 70%. Скопления газа приурочены к более высоким значениям данного параметра. Шкала соотношений углеродного коэффициента и характера нефтеносности была уточнена [Fuller, 1919; Лиллей, 1938; Вышемирский, 1958; Рассел, 1958], получив следующий вид: при $C^Г$ - 80-100% - УВ отсутствуют, 70-80% - встречаются только залежи сухого газа, 60-70% - распространены легкие парафинистые нефти, < 60% - средние и тяжелые нефти.

Среди российских геологов схема нефтегазоносности получила дальнейшее развитие в работах И.М.Губкина (1937), В.В.Вебера (1945), М.В.Абрамовича (1948), В.А.Соколова (1948), Н.Б.Вассоевича (1954), В.С.Вышемирского (1958, 1963), В.П.Козлова (1958), А.Э.Конторовича (1964, 1967, 1971, 1976, 1988), С.Г.Неручева (1973, 1976) и других исследователей. И.М.Губкин предложил схему последовательности стадий нефтеобразования. В.А.Соколов в верхней части разреза выделил биохимическую зону, сменяющуюся ниже термokatалитической. Эта зона, в которой происходит основная генерация жидких и газообразных УВ, подразделяется им на верхнюю (нефтегазовую) и нижнюю (метановую) подзоны. Н.Б.Вассоевич предложил несколько иную схему зональности процессов нефтегазообразования: в зоне

катагенеза сначала генерируется газ, затем – нефть, а в позднем катагенезе – газоконденсат, т.е. газообразование предшествует нефтеобразованию и продолжается после его завершения. В схеме стадийности нефтегазообразования В.С.Вышемирского (1958) генерация нефти связана с мезокатагенезом. И.И.Аммосов (1961) выделил зону “главной нефтеносности”, приуроченную к толщам с уровнем зрелости органического вещества $ПК_3$ - $МК_2$ градаций. Накопившиеся в дальнейшем геолого-геохимические материалы подтвердили принципиальную правильность этих взглядов и значительно их конкретизировали.

Н.Б.Вассоевич (1967) сформулировал фундаментальное положение о неравномерности процесса генерации жидких УВ, выделив главную фазу нефтеобразования (ГФН). В разрезе осадочных бассейнов ей соответствует главная зона нефтеобразования (ГЗН), предложенная А.Э.Конторовичем [Конторович, Парпарова, Трушков, 1967; Нефтепроизводящие толщи..., 1967]. За рубежом этот участок недр называют “нефтяное окно”. Теоретические и экспериментальные работы в дальнейшем позволили существенно развить и углубить учение о главной фазе (зоне) нефтеобразования. В разработку этой проблемы существенный вклад внесли также А.А.Акрамходжаев, М.С.Бурштар, Д.Х.Вельте, И.В.Высоцкий, В.С.Вышемирский, Э.М.Галимов, А.А.Геодекян, Д.И.Дробот, А.А.Карцев, М.К.Калинко, В.А.Каширцев, Ю.И.Корчагина, Н.В.Лопатин, С.Г.Неручев, И.И.Нестеров, R.Pelet, О.А.Радченко, Е.А.Рогозина, Б.А.Соколов, В.А.Соколов, В.Р.Tissot, В.А.Успенский, J.M.Hunt, G.T.Philippi и другие. Было установлено, что при огромном, в ряде случаев решающем влиянии седиментогенеза и диагенеза на конечные результаты процессов нефте- и газообразования, генерация основных масс жидких и газообразных УВ происходит в катагенезе. Некоторые исследователи полагают, что промышленные залежи нефти могут образоваться без воздействия термобарических факторов. По мнению В.В.Вебера (1978), максимум генерации нефти и газа приурочен к диагенезу, а затем под действием термобарических факторов происходит только метанизация нефти. Как будет показано ниже, эта точка зрения не согласуется с обширными фактическими данными размещения нефтяных залежей по зонам катагенеза. Другие считают неправомерным один из этапов нефтеобразования объявлять “главным”. Поскольку если в седиментогенезе и диагенезе не было благоприятных условий для накопления нефтематеринских пород, то и в “главную фазу” залежи не могли сформироваться, несмотря на благоприятные условия катагенеза.

Газообразование также происходит неравномерно и характеризуется развитием главной фазы (ГФГ). Однако вопрос о месте ГФГ в процессе литогенеза осадков получил не вполне однозначную трактовку, поскольку газообразование занимает почти весь интервал шкалы катагенеза. Оно начинается еще в диагенезе, сокращается в начале катагенеза, а затем, постепенно усиливаясь, идет одновременно с нефтеобразованием и затухает уже в конце апокатагенеза. Поэтому, одни исследователи придают большое значение ранней, до ГФН, зоне газообразования [Строганов, 1973], другие полагают, что ГФГ проявляется уже после завершения основных процессов нефтеобразования [Неручев, Рогозина, Капченко, 1973; Акрамходжаев, 1973; Прозорович, 1973]. Среди российских геологов первым такое мнение высказал В.А.Соколов (1948). Близкую схему предложили В.Р.Tissot и R.Pelet (1971). Имеется точка зрения о существовании двух зон интенсивного газообразования [Вышемирский, 1963; Конторович, Данилова, 1973; Конторович, Трофимук, 1976]. Ранняя (верхняя) приурочена к диагенезу и началу катагенеза, поздняя (глубинная) - к концу мезокатагенеза - началу апокатагенеза. Выше первой зоны была выделена биохимическая зона интенсивного газообразования и накопления газогидратов. В настоящее время эти взгляды признаны другими исследователями. Н.Б.Вассоевич и Н.В.Лопатин (1980) уточнили эту схему и выделили четыре зоны: главная (диагенетическая) газообразования, главная (мезокатагенетическая) образования жирных газов и нефти, нижняя (катагенетическая) метанообразования и апокатагенетическая образования кислых газов.

Рассмотрим теперь доводы разных исследователей о приуроченности ГФГ к тем или иным грациям катагенеза. С.Г.Неручев, Е.А.Рогозина и Л.Н.Капченко (1973) при оценке масштабов генерации жидких и газообразных УВ для аквагенного ОВ установили значительное повышение интенсивности генерации метана на последующих за ГФН грациях катагенеза ($МК_3^1$ - $АК_1$). Одновременно наличие ГФГ ниже ГЗН обосновали А.А.Акрамходжаев (1973) и Г.Э.Прозорович (1973). А.Балаж (1978), опираясь на изменение углеродного коэффициента в толщах Паннонского бассейна, пришел к заключению, что на грациях $МК_1^1$ - $МК_2$ отмечается ГФН, а ниже - ГФГ. По мнению J.M.Hunt (1979), значительные количества метана образуются в диагенезе при микробиальном преобразовании ОВ. В дальнейшем метан образуется при термоллизе керогена и нефти. Некоторое количество метана возникает вместе с ранней нефтью, но основной пик его генерации после образования нефти. В.П.Строганов (1973) связывает ГФГ с началом катагенеза ОВ ($ПК$ - $МК_1^1$). Большое значение верхней зоне газообразования придают И.П.Жабрев, В.И.Ермаков,

В.Л.Соколов и Э.В.Чайковская [Генезис газа..., 1977]. А.Э.Конторович с соавторами [Конторович, Данилова, 1973; Конторович, Трофимук, 1976] выделил два пика интенсивного газообразования, один из которых приурочен к $ПК_3$ - $МК_1^1$ градациям катагенеза, а второй - к $МК_3^1$ - $МК_3^2$. Хотя ГФГ он относит к глубоко залегающим горизонтам [Конторович, Меленевский, 1988].

В различных бассейнах положение ГЗН и зон газообразования может значительно варьировать, растягиваясь или сокращаясь по глубине. Это зависит от многих причин: количественной и качественной характеристики ОВ, литологического состава материнской толщи, динамики погружения, интенсивности тепловых потоков, длительности прогрева толщ, а также от наличия проницаемых горизонтов, способствующих эвакуации новообразованных УВ. В осадочных толщах тепловой поток находится в прямой зависимости от геотермического градиента и теплопроводности пород. Поэтому при одинаковой интенсивности теплового потока геотермические градиенты будут обратно пропорциональны теплопроводности пород. Из всех осадочных пород наибольшей теплопроводностью обладают карбонаты и соли. Последние, прорывая осадочные толщи, в течение длительного процесса роста куполов, могут играть роль своеобразного холодильника. При этом часть тепла рассеивается в атмосферу, что сдерживает темп преобразования ОВ. Именно с этим связывают растянутую глубинную зональность катагенеза и нефтеобразования в Прикаспийской впадине [Соболев, Парпарова, 1975], где нефтяные залежи обнаружены на глубине около 6.0 км, а разрез до 9.0 км может представлять интерес для поисков газа. Западно-Сибирский мегабассейн, выполненный преимущественно терригенными осадками, отличается сокращенной по глубине зональностью катагенеза и нефтеобразования. Здесь в большинстве нефтегазоносных областей ГЗН не превышает глубин 4.0 км.

Некоторыми исследователями [Иванов, Клубов, 1977] высказано предположение о специфичности процессов нефтеобразования в карбонатных породах. Полученные ими данные об изменении количества и состава ОВ, битумоидов и УВ в процессе литогенеза карбонатных пород позволили им сделать вывод, что максимальная интенсивность генерации и эмиграции УВ здесь смещается по сравнению с глинистыми толщами в более глубокие горизонты с довольно высоким катагенезом. Сдвигу нефтеобразования здесь, возможно, способствует также малое содержание или отсутствие глинистых минералов, являющихся катализаторами в процессах генерации УВ. На специфику преобразования ОВ в карбонатных толщах еще раньше указывал А.Э.Конторович с соавторами [Нефтепроизводящие толщи..., 1967]. По их данным

присутствие карбонатного материала в терригенных породах снижает темп карбонизации ОВ.

Таким образом, базирующаяся на огромном фактическом материале стадийность генерации жидких и газообразных УВ, сводится к выделению нескольких этапов нефти - и газообразования, приуроченных к определенным зонам литогенеза. Стадийный характер нефтегазообразования нашел свое графическое выражение в широко известной кривой масштабов генерации жидких и газообразных УВ. Она характеризуется волнообразным чередованием нескольких максимумов и минимумов, отвечающих верхней зоне биохимического газообразования, ГЗН, нижней зоне газообразования. Для каждого бассейна эта кривая имеет свои количественные параметры как по глубине, так и по масштабу генерации УВ. А.Э.Конторович с соавторами [Нефтепроизводящие толщи..., 1967] на примере мезозойских отложений Западной Сибири предложил схему вертикальной зональности нефтегазообразования и выделил ГЗН в интервале 1.2-2.0 км. Основная масса газов, по его мнению, образуется на глубинах до 1.4 км. После установления огромной роли биохимического и раннекатагенетического газа в сеноманских залежах Западной Сибири наличие верхней зоны газообразования не вызывает сомнений. Несколько позднее им с соавторами [Конторович, Рогозина, Трофимук, 1972; Конторович, Трофимук, 1976] по геолого-геохимическим материалам разных нефтегазоносных бассейнов предложена схема интенсивности генерации УВ и распределение их ресурсов в стратифере (рис. 21). Показано, что в конце протокатагенеза битумообразование резко возрастает (начало ГФН), в мезокатагенезе (градации $МК_1^{1-2}$) достигает максимальной интенсивности и в дальнейшем постепенно затухает по мере истощения нефтематеринского потенциала ОВ. Резкое уменьшение битумогенерации отмечается на градациях $МК_2$ - $МК_3^1$, хотя полностью не прекращается [Конторович, Данилова, Диндойн, 1973]. Поэтому не случайно, мелкие скопления легких метановых нефтей иногда встречаются в толщах с уровнем зрелости ОВ градаций $МК_2$ - $МК_3^1$.

Такова общая схема стадийности и зональности генерации УВ. В конкретных геологических условиях, в зависимости от уровня катагенеза она имеет индивидуальные особенности. Самой верхней диагенетической зоне соответствует стадия биохимического газообразования (в основном метана). Ниже, в зоне начального катагенеза, ОВ претерпевает слабые изменения. Наблюдается своего рода “пауза”, обусловленная тем, что биохимические превращения ОВ прекращаются, а термокаталитические из-за небольшой температуры еще недостаточно активны. В

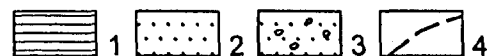
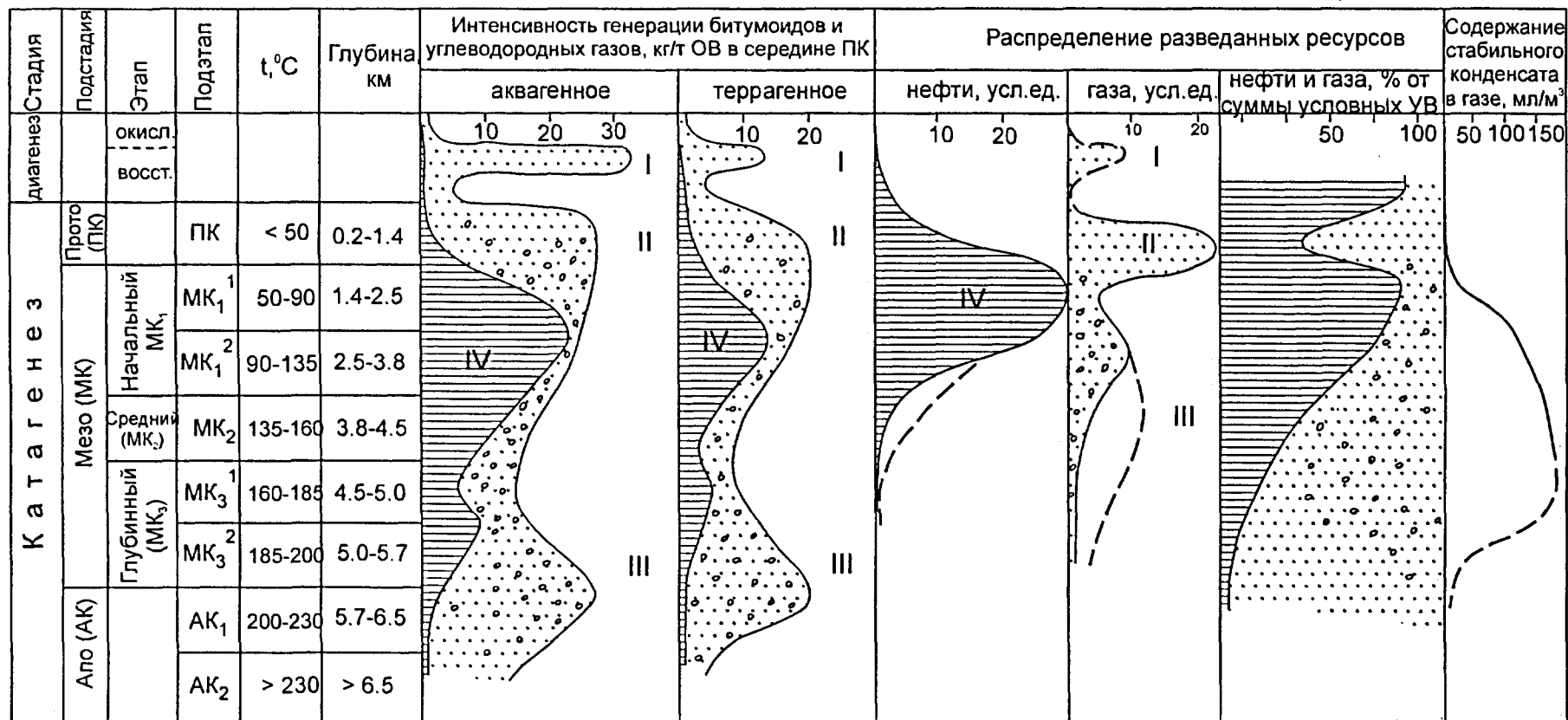


Рис. 21. Интенсивность генерации нефти и газа и распределение их ресурсов в стратисфере [Конторович, Трофимук 1976].

1- нефть и битумоиды; 2-3-углеводородные газы: 2- CH_4 , 3- $\text{C}_2\text{H}_6\text{-C}_5\text{H}_{12}$; 4- предполагаемое распределение ресурсов при достижении уровня разведанности глубин 1-км; I- диагенетическая зона интенсивного газообразования и зона накопления гидратов газов; II и III- соответственно верхняя и глубинная зоны газообразования и газонакопления; IV- главная зона нефтеобразования.

дальнейшем при погружении пород в зону мезокатагенеза с температурами 60-150°С и выше, процессы изменения ОВ резко усиливаются. Нефтеобразование в существенных масштабах начинается в конце протокатагенеза и протекает до градации МК₂. Этот диапазон подтверждается анализом фактического размещения нефтяных залежей по зонам катагенеза, путем оценки масштабов образования битумоидов и миграции их из нефтематеринских пород. Максимум генерации нефтяных УВ приходится на градации МК₁¹⁻². К этому же интервалу шкалы катагенеза приурочено большинство нефтяных залежей. Несмотря на различие взглядов на место ГФГ в процессе газообразования, общепризнанно, что генерация углеводородных газов происходит на всех этапах преобразования ОВ - от седиментогенеза до глубокого катагенеза: предшествует процессу нефтеобразования, сопровождает его и продолжается после завершения. Принципиально разные представления, по которым главная роль в нефтегазообразовании отводится или начальным этапам преобразования ОВ (диагенезу) или последующему термokatалитическому этапу (катагенезу), по существу, охватывает все возможные пути трансформации органических веществ в земной коре.

Таким образом, образование промышленных скоплений УВ может быть связано как с биохимической зоной преимущественного газообразования, так и с термokatалитической зоной нефте - и газообразования. Стадийность и зональность нефте - и газообразования во многом определяют конечную картину распределения залежей нефти и газа в осадочных бассейнах. Приуроченность нефтяных и газовых залежей к определенным зонам катагенеза, позволяет использовать данные о преобразованности ОВ для оценки перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов. Следовательно, теоретические достижения учения о вертикальной зональности нефтегазообразования и нефтенакпления, появившиеся на основе теории осадочно-миграционного происхождения нефти и фактических данных исследования глубоких и сверхглубоких скважин, могут дать практические результаты при изучении глубоких горизонтов и повысить эффективность поисково-разведочных работ.

3.7. Катагенез нефтей

Катагенетические превращения нефтей являются непосредственным продолжением процессов нефтеобразования, с которыми они сходны по своей сущности и направленности. Нефти в осадочных толщах могут подвергаться значительным преобразованиям, масштабы которых зависят как от их генетических

особенностей, так и от интенсивности процессов, приводящих к их вторичным изменениям. Характер катагенетических изменений нефтей был детально изучен П.Ф.Андреевым, А.И.Богомоловым, Т.А.Ботневой, В.С.Вышемирским, А.Ф.Добрянским, А.А.Карцевым, А.Э.Конторовичем, А.А.Петровым, К.Е.Peters, J.M.Moldowan и другими исследователями. Они считали, что на состав нефти основное влияние оказывает катагенез. Установлено, что при созревании углеводородных флюидов в их составе происходят следующие изменения: уменьшается плотность, снижаются содержания серы, азота, смол и асфальтенов, а также значения коэффициента нечетности n-алканов, отношения изопреноидных УВ к n-алканам. Наряду с этим увеличиваются содержания твердых парафинов, легких фракций, алкановых УВ. Максимум в распределении содержания n-алканов смещается в сторону низкомолекулярных УВ.

А.Ф.Добрянский (1961) отмечал, что катагенное превращение УВ проявляется в переходе от менее устойчивых, крупных, сложных, гибридных молекулярных соединений к более простым и устойчивым. Эксперименты А.А.Петрова (1994) по термолизу нефти подтвердили эти представления. Катагенез нефтей сводится к перераспределению водорода между ее компонентами, которое ведет, с одной стороны, к накоплению метановых УВ, а с другой - ароматических. Источником водорода для тех и других являются нафтеновые и нафтенно-ароматические УВ. В итоге этот процесс приводит к исчезновению нафтеновых УВ и накоплению, с одной стороны, метана, а с другой – высоко преобразованного “углистого остатка”. Катагенетические изменения нефтей А.Ф.Добрянский (1961) назвал метанизацией. Они наиболее ярко проявляются в их физических свойствах: уменьшается удельный вес, увеличивается выход светлых фракций, снижается оптическая активность, люминесценция. При катагенезе изменяются и другие параметры нефтей, но они менее информативны для оценки степени преобразования нефтей. Почти все они в той или иной мере зависят и от других факторов - типа исходного ОВ, гипергенеза и др. Поэтому круг признаков для оценки уровня зрелости нефтей, относительно узкий.

Групповой углеводородный состав нефти в целом и отдельных ее температурных фракций довольно четко отражает степень преобразованности. При этом показательны количественные соотношения между метановыми (М), нафтеновыми (Н) и ароматическими (А) углеводородами. Для нефтей чаще всего используют отношения N/M и $N+A/M$ [Карцев, 1978]. В обоих случаях с ростом катагенеза числитель уменьшается, а знаменатель увеличивается. До градации $МК_1^2$

первый показатель убывает интенсивнее второго и общее содержание аренов слабо изменяется. При более высоком катагенезе содержание аренов резко снижается, и второй показатель уменьшается быстрее первого. Для бензиновых фракций информативнее другие показатели: Н/А и А+М/Н. В ходе катагенеза значительная часть аренов облегчается и переходит в бензиновую фракцию, а количество цикланов в ней снижается. Поэтому первое отношение с ростом катагенеза уменьшается, а второе - увеличивается (табл. 24).

Таблица № 24

Зависимость группового углеводородного состава нефтей от степени катагенеза [Карцев, 1978].

Градация катагенеза	Нефть		Бензин	
	Н/М	Н+А/М	Н/А	А+М/Н
ПК ₃	1.5	2.0	7.0	1.5
МК ₁ ¹	0.5	1.0	6.0	3.2
МК ₁ ²	0.25	0.6	5.0	5.6
МК ₂	0.20	0.3	3.0	8.1
МК ₃ ¹	-	-	-	3.3
МК ₃ ² -АК	0	0	0	-

В ходе катагенеза происходит закономерное изменение важнейших параметров химического состава нефтей. Повышается доля парафинов, а в составе легких фракций - и ароматических УВ; снижается содержание нафтенов. В апокатагенезе встречаются только газовые залежи, следовательно, катагенез оказывает существенное влияние на углеводородный состав нефтей. Прослеживаются закономерные соотношения между параметрами химического состава и продолжительностью катагенетических изменений. Намечается уменьшение отношения содержания нафтенов и парафинов, циклических УВ и парафинов; увеличение отношения суммы аренов и парафинов к нафтенам в лигроиновой фракции [Карцев, 1978].

Метановые углеводороды с ростом катагенеза начинают доминировать в составе нефтей. Одновременно изменяются количественные соотношения между разными алканами. Поэтому с алканами связано много признаков катагенеза нефтей: содержание парафина, соотношения между нормальными и изо-алканами, а также между различными представителями тех и других. Высокая парафинистость считается показателем глубокого превращения нефтей в зоне катагенеза. Так, в Волго-Уральской провинции парафинистость нефтей увеличивается вниз по разрезу от 1.5% до 10%, а в Тимано-Печорской на градациях ПК₃-МК₃¹ - от 0 до 14%. Увеличение парафинистости

с ростом катагенеза подтверждается многочисленными материалами по Днепровско-Донецкой и Ферганской впадинам, по Предкарпаты, по продуктивной толще Апшеронского полуострова, по третичным отложениям Румынии [Кулибакина, Гуляева, Арефьев, 1982]. В Западной Сибири содержание парафина в нефтях обычно возрастает вниз по разрезу [Вышемирский, 1988].

А.Ф.Добрянский (1961) и многие другие исследователи большое значение придают количественным соотношениям между нормальными алканами и изоалканами. С усилением катагенеза отношение первых ко вторым увеличивается как в нефти в целом, так и в ее температурных фракциях. Наиболее информативны соотношения между некоторыми индивидуальными изоалканами и нормальными алканами. В частности, коэффициент $K_i = \text{и-}C_{19} + \text{и-}C_{20} / \text{н-}C_{17} + C_{18}$ (в числителе пристан + фитан) с ростом катагенеза закономерно уменьшается [Петров, 1984]. На юго-востоке Западной Сибири от юрских нефтей (градация $МК_1^2$) к девонским ($МК_2$ - $МК_3^1$) K_i уменьшается от 0.40 до 0.12 [Вышемирский, 1988]. Проведенный автором корреляционный анализ показал довольно сильную отрицательную связь коэффициента K_i и уровня зрелости ОВ (табл. 25). Нормальные алканы в ходе катагенеза снижают молекулярный вес. Максимум на кривой распределения н-алканов от прото - к апокатагенезу закономерно уменьшается от н- C_{33} до н- C_{13} .

Таблица № 25

Корреляционные связи между параметрами состава нефтей и уровнем катагенеза в палеозойских и мезозойских толщах Западной Сибири.

Параметры нефтей	г	Параметры нефтей	г
удельный вес	- 0.43	А	- 0.11
содержание смол	- 0.59	М + Н/А	+ 0.48
содержание асфальтенов	- 0.37	М/Н + А	+ 0.79
Σ М + Н	+ 0.74	М·Н	+ 0.75
н-М	+ 0.84	П Ф	+ 0.30
изопреноиды	+ 0.30	K_i	- 0.60
изо-М	+ 0.54	K_1	- 0.12
Н	- 0.16	K_2	+ 0.63

Примечание: г – коэффициент корреляции, Н – нафтенy, М – парафины, А – арены, П – пристан, Ф – фитан.

Считается, что довольно надежно степень преобразованности нефтей отражает показатель $нч/ч$ (количественное отношение нечетных н-алканов к четным). В ОВ современных осадков и в нефтях, находящихся в начале катагенеза, $нч/ч > 1$ (3-6). С ростом катагенеза этот показатель быстро снижается до единицы и в дальнейшем почти не изменяется. $Нч/ч$ больше зависит от типа исходного ОВ и условий его

формирования в диагенезе, чем от последующих преобразований. Вероятно, оба эти фактора влияют на состав n-алканов: в одних случаях значительную роль играет катагенез, в других - тип органического вещества.

Дискуссионна интерпретация отношения пристана к фитану (п/ф). Считается, что оно определяется типом ОВ, уровнем его зрелости и окислительно-восстановительными процессами в диагенезе. Вероятно, эти факторы в той или иной мере влияют на показатель п/ф. Известны данные как о росте, так и о снижении этого параметра с катагенезом, а также об увеличении его только до градации $МК_1^2$ и последующем снижении [Хант, 1978]. С последней точкой зрения согласуются материалы В.С.Вышемирского (1988) по Западной Сибири, Г.П.Курбского (1987) по нефтям Бавлинского месторождения Татарстана и обобщение подобных данных по разным бассейнам В.А.Чухмахчевым (1991). По его мнению, наиболее достоверные значения этого показателя отмечаются в ГЗН, а при более высоком катагенезе данное соотношение теряет свою генетическую информативность. Это относится также и к соотношению $п+ф/н-C_{17}+н-C_{18}$. На градации $МК_3^1$ его величина составляет 0.1-0.2 и далее с ростом катагенеза не меняется. На материалах Западной Сибири прослеживается слабая положительная корреляционная связь между отношением п/ф и уровнем зрелости [Вышемирский, 1988].

Нафтеновые углеводороды наиболее интенсивно разрушаются в катагенезе, поэтому снижение их содержания в нефтях и в отдельных фракциях является важным показателем преобразования. Большой интерес представляет изменение высших цикланов в катагенезе, хотя это трудно выполнимая задача. Обычно ограничиваются исследованием бензиновой фракции и оценкой следующих отношений: ЦП/ЦГ, МЦП/ЦГ [Шиманский, Богомолов, 1967]; ЦГ/диметилЦП, МЦГ/диметилЦП, [Курбский, 1987]; МЦП/диметилЦП [Чухмахчев, 1991]. Все они с ростом катагенеза возрастают.

Ароматические углеводороды с ростом катагенеза перемещаются в легкую и тяжелую части нефти (последняя выпадает в осадок). Для оценки катагенеза наиболее информативны арены бензиновой фракции. А.Ф.Добрянский (1961) оценивал преобразованность нефтей по увеличению содержания аренов в бензине и по уменьшению следующих отношений: $A>400^0C/A<250^0C$; $A>300^0C/A<200^0C$. При глубоком катагенезе содержание аренов резко снижается как в нефти в целом, так и в ее бензиновой фракции. Поэтому, перечисленные выше признаки катагенеза нефтей, связанные с аренами, становятся мало информативными. По В.К.Шиманскому и А.И.Богомолову (1967) показателем катагенеза является увеличение содержания бензола

и толуола, по Г.П.Курбскому (1987) - рост отношения МЦА (моноциклоароматика) к БЦА (бициклоароматика), а по А.А.Карцеву (1978) - снижение отношения этилбензола к метаксилолу. При значительной температуре параксилон и ортоксилон преобразуются в метаксилон, поэтому содержание последнего с катагенезом возрастает.

Усиление катагенеза ведет к уменьшению в составе нефти **не углеводородных компонентов**. При этом содержание смол и асфальтенов быстро снижается вплоть до полного исчезновения. В девонских нефтях Татарстана концентрация смол уменьшается от 23.7% до 9.5%, а асфальтенов от 12% до 1.6% [Курбский, 1987]. В Тимано-Печорской провинции от грации ПК₃ к МК₃¹ содержание смол уменьшается от 15% до следов, а асфальтенов - от 8% до 0. Соответственным образом ведут себя порфирины и другие соединения, содержащие гетероэлементы. Концентрации последних с ростом катагенеза снижаются. В девонских нефтях Татарстана содержание серы уменьшается примерно в два раза [Курбский, 1987].

Физические свойства нефтей с ростом катагенеза существенно изменяются. В Урало-Поволжье удельный вес нефтей от грации ПК₃ к МК₁² снижается в среднем от 0.94 до 0.82 г/см³ [Курбский, 1987]. Примерно так же в Западной Сибири: от 0.94 до 0.81 г/см³, но до грации МК₂ [Гончаров, 1987]. Вязкость нефти в этом направлении уменьшается более резко, чем удельный вес, но менее закономерно. С усилением катагенеза в нефтях увеличиваются содержания низкокипящих фракций (бензиновых и керосиновых). По А.А.Карцеву (1978), эти фракции у мезозойских нефтей России на глубине 0.5 км составляют в среднем 12%, на 1.0 км - 27% и на 1.5 км - 48%. Известно, что оптическая активность древних нефтей, побывавших на больших глубинах, ниже, чем у относительно молодых, не испытывавших значительного погружения. Это связывается с постепенным разрушением сложных биогенных структур. В Западной Сибири среднее оптическое вращение дистиллятов нефтей от нижнего мела к юре уменьшается от 1.6⁰ до 0.31⁰ и далее к девону - до 0.16⁰ [Вышемирский, 1988].

Катагенез нефтей (при отсутствии переформирования залежей) вниз по разрезу сопровождается уменьшением их плотности, содержания смол и повышением газового фактора. На грациях МК₂-МК₃¹ нефти парафинистые, состоящие более чем на 50% из метановых УВ. В легких фракциях таких нефтей концентрация нафтеновых УВ составляет < 40-50%, а парафиновых вместе с ароматическими – >60-70% [Справочник по геохимии..., 1998]. В ходе катагенеза происходят изменения в составе изопреноидных алканов – при общем уменьшении их концентрации, возрастает доля “легких” изостеранов состава C₁₈ и менее. Преобладание легких изопреноидных УВ над

пристаном и фитаном является показателем существенного катагенеза нефтей. Для наиболее преобразованных нефтей отношение $(\text{п+ф})/(\text{изопреноиды } C_{18} \text{ и менее})$ составляет 0.1-0.3. Для не измененных нефтей это отношение равно 2.5 и более. При высоком катагенезе снижаются отношения изопреноиды/н-алканы до 0.2 и менее. Соответственно уменьшаются соотношения пристан/н- C_{17} и фитан/н- C_{18} до 0.2-0.4 и ниже. Однако надежным индикатором катагенеза отношение изопреноиды/н-алканы может быть только при отсутствии гипергенеза, поскольку биodeградация существенно повышает содержание этих УВ. С увеличением температуры в нефтях уменьшается содержание реликтовых полицикланов. С ростом преобразованности нефтей уменьшается отношение гопановых УВ к стерановым. Наиболее информативным показателем катагенеза нефтей из числа полицикланов является направленное уменьшение соотношения а-ситостан/изоситостан. Содержание порфиринов также снижается с ростом катагенеза.

Многие исследователи для численного выражения уровня катагенеза нефтей вводят расчетные коэффициенты. А.Ф.Добрянский (1948) предложил использовать отношение суммы выхода фракции начала кипения - 150°C и содержания в ней метановых УВ к плотности нефти: $K_1 = \text{Me} \cdot \text{В}/100\text{d}$, где K_1 - коэффициент катагенеза, Me - содержание метановых УВ в бензиновой фракции, В - содержание бензиновой фракции, d - плотность нефти. Он предложил и другой коэффициент $K_2 = A_{\text{г}}/A_{\text{л}}$, где $A_{\text{г}}$ и $A_{\text{л}}$ - содержание ароматических УВ соответственно в бензиновой фракции и во фракции выше 200°C . Чем больше катагенез нефти, тем меньше отношение высших ароматических УВ к низшим за счет образования последних. Коэффициенты А.Ф.Добрянского могут дать лишь очень приблизительную цифровую оценку уровня зрелости нефтей, поскольку на величину этих коэффициентов влияют различные факторы (окисленность нефтей, фильтрация, тип ОВ и др.). Г.П.Курбский (1987) в качестве показателя степени преобразованности нефти использует кольчатость высокомолекулярных парафин-циклопарафиновых УВ. В ходе метанизации нефти ее кольчатость будет падать, а степень алифатичности, наоборот, возрастет. М.Я.Рудкевич и Л.С.Озеранская (1983) для оценки уровня зрелости нефтей применяют отношение $\text{изо-}C_{19} + \text{изо-}C_{20}/\text{н-}C_{17} + \text{н-}C_{18}$ (чем ниже этот коэффициент, тем выше катагенез). В Среднем Приобье это отношение составляет в среднем 0.72, а в более погруженных частях Западно-Сибирского мегабассейна (Пуровский желоб) - 0.43. Отмечается также снижение этого коэффициента во всех нефтегазоносных областях региона вниз по разрезу от меловых отложений к юрским.

В.К.Шиманский и А.И.Богомолов (1967) приводят несколько иной коэффициент катагенеза: $K_{кат.} = n-C_6 / \sum(i-C_6 + ЦГ + МЦГ)$. Его значения порядка 0.17-0.29 характерны для слабо преобразованных нефтей, а >0.70 – высоко преобразованных. По мнению В.А.Чихачева (1983) этот коэффициент по легким фракциям, корректнее представить в другом виде $K_{кат.} = B \cdot (\text{алканы/цикланы}) \cdot (n\text{-алканы/изоалканы}) \cdot \sum ЦГ / \sum ЦП$, где B - коэффициент выхода бензиновой фракции. В зависимости от состава нефтей в каждом регионе пределы изменения данного параметра могут быть различными. Поэтому, использование этого коэффициента правомерно лишь в границах определенных нефтегазоносных бассейнов, в которых зоны генерации УВ и области их накопления пространственно совпадают.

Таким образом, катагенез нефтей состоит преимущественно в перераспределении водорода и в переходе нефтей циклического состава в алифатические, с образованием легких фракций и общим снижением плотности. При этом параллельно с преобладающим процессом разукрупнения молекул происходит в подчиненном количестве образование обедненных водородом крупных молекул, постепенно теряющих растворимость и переходящих в разряд высокоуглеродистых минералов. Следовательно, завершением термических превращений нефтей является прекращение существования жидких УВ с распадом их на газ (метан) и твердые минералы (графит).

3.8. Распределение залежей углеводородов в осадочных бассейнах

В осадочных бассейнах наблюдается определенная дифференциация в размещении залежей УВ: выделяются зоны преимущественного нефте - или газонакопления. Несомненно, что фазовая зональность углеводородов формируется под действием многих факторов: геоструктурных, термобарических, катагенетических, геохимических, литолого-фациальных, гидрогеологических и других. Однако для всех бассейнов существуют основные факторы, влияющие на формирование и сохранение залежей УВ: тип и уровень зрелости ОВ, современные термобарические условия в недрах и динамика их во времени, условия миграции УВ и сохранения залежей нефти и газа. Пространственная обособленность основной массы залежей нефти и газа друг от друга, прежде всего, обусловлена генетическими факторами, среди которых главными являются природа исходного ОВ и уровень его зрелости. Аквагенное ОВ считается потенциально благоприятным для генерации жидких УВ на определенных этапах катагенеза, но при этом также происходит интенсивное газообразование. Террагенный

состав ОВ определяет слабое проявление процессов нефтеобразования, которое идет главным образом за счет присутствия лейптинита, но вместе с тем обеспечивает значительную генерацию УВ газов. При этом их количество прогрессивно возрастает вплоть до апокатагенеза. На размещение в осадочных бассейнах залежей нефти и газа значительно влияет стадийность процессов нефте – и газообразования.

3.8.1. По зонам катагенеза

D.White (1915) впервые указал, что важные с экономической точки зрения нефтяные месторождения находятся в отложениях с уровнем зрелости ОВ не выше градации $МК_1^2$. По И.И.Аммосову (1967) крупные залежи нефти в Волго-Уральской провинции и на Северном Кавказе распространены в отложениях, в которых отражательная способность витринита составляет 0.2-0.4% (возможно влияние миграции). В толщах с R_{vt}^0 - 0.60-0.74% ($МК_1^{1-2}$), размеры залежей небольшие, но качество нефти в них лучше. В отложениях с R_{vt}^0 - 0.9-1.3% ($МК_2$ - $МК_3^1$), скопления нефти встречаются редко. В палеозойских отложениях Куйбышевской области со значениями $R_{\text{vt}}^0 > 0.95\%$ находится всего 0.2% нефти от суммарных запасов осадочного чехла. Максимум ресурсов приходится на толщи с $R_{\text{vt}}^0 < 0.8\%$. Причем в диапазоне значений R_{vt}^0 - 0.57-0.64% ($МК_1^1$) их сосредоточено более 40% [Горшков, 1973]. И.И.Аммосов с соавторами [Палеогеотермические критерии..., 1977] показали распределение запасов нефти в СССР по зонам катагенеза (рис. 22). Большинство их находится в толщах с R_{vt}^0 - 0.48-0.90% с максимумом при 0.60% ($МК_1^1$). По материалам Г.С.Преображенской, Н.Ю.Клычевой и К.П.Ивановой (1971) крупные скопления нефти в СССР также приурочены к градации $МК_1^1$ (рис. 23). Близкие данные по распределению запасов нефти по градациям катагенеза ОВ получены в мезозойских и палеозойских отложениях бассейна Альберта (Канада) [Nasruebard, 1979]: в толщах со значениями R_{vt}^0 - 0.5-0.9% сосредоточено > 88% запасов нефти, около 41% из которых приходится на диапазон R_{vt}^0 - 0.52-0.60% ($МК_1^1$). Аналогичные данные по распределению ресурсов УВ в стратифере (рис. 21) приводят А.Э.Конторович и А.А.Трофимук (1976).

В северо-западной части Германии большая часть экономически выгодных месторождений обнаружена в отложениях с $R_{\text{vt}}^0 < 0.7\%$ ($МК_1^{1-2}$). Залежи легких нефтей связаны с более высокими значениями этого параметра вплоть до 1.3% (начало $МК_3^1$) [Петрология углей, 1978; Organic Petrology, 1998]. Граница распространения нефтяных

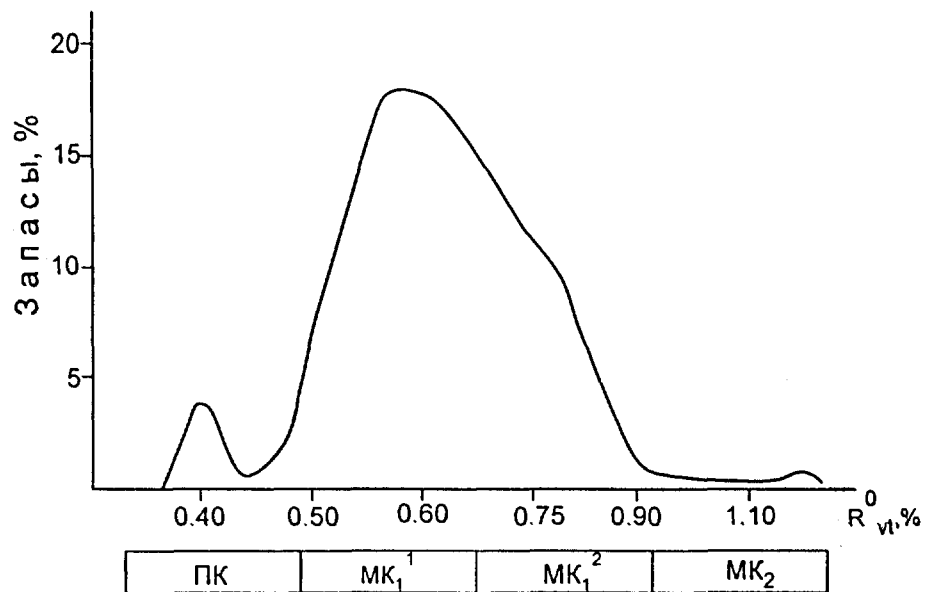


Рис. 22. Распределение основных разведанных запасов нефти в СССР по зонам катагенеза [Палеогеотермические критерии..., 1977].

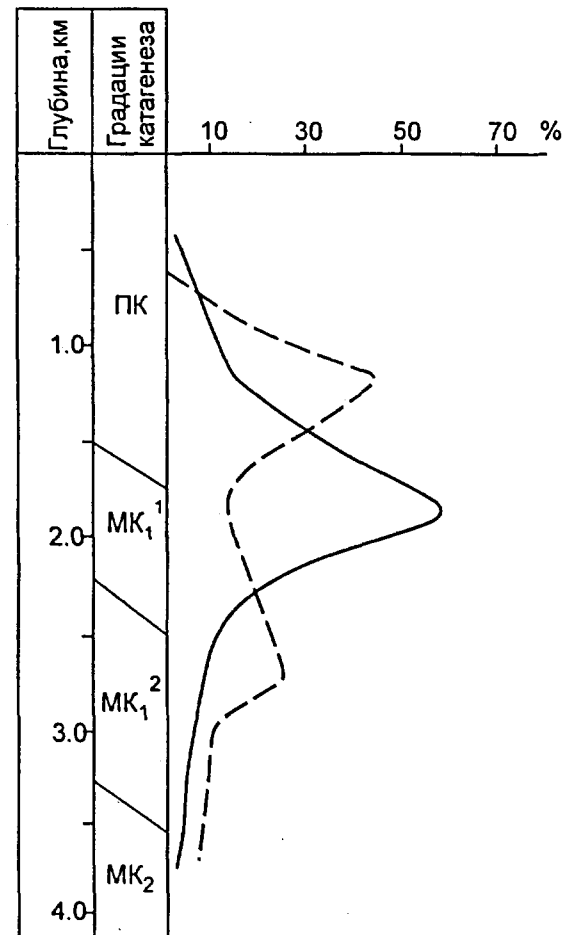


Рис. 23. Распределение крупных скоплений нефти (1) и газа (2) в СССР по глубинам и градациям катагенеза [Преображенская, Клычева, Иванова, 1971].

и газоконденсатных залежей Австралии приурочена именно к этой величине отражательной способности витринита. Наиболее крупные залежи УВ встречены в отложениях с $R_{\text{в}}^0$ - 0.7-0.8% [Shibaoka, Bennett, Gould, 1973]. В районе залива Св. Лаврентия нефть обнаружена лишь в тех отложениях, в которых $R_{\text{в}}^0 < 0.8\%$ (МК_1^2) [Петрология углей, 1978; Organic Petrology, 1998]. J.D.Saxby (1982) считает, что нахождение нефтяных залежей приурочено в основном к отложениям с $R_{\text{в}}^0$ - 0.4-1.3%, а газа - с $R_{\text{в}}^0$ - 0.4-3.0%. В Западно-Сибирском мегабассейне к зоне протокатагенеза приурочено около 13% запасов нефти, к градации МК_1^1 - > 50% и к МК_1^2 около 35%. На более высоких грациях катагенеза доля выявленных ресурсов нефти незначительна. Максимум запасов газоконденсата (> 60%) приурочен к отложениям с уровнем зрелости ОВ градации МК_1^2 и около 36% к ПК- МК_1^1 . На МК_2 запасы его не превышают 2%. Основные ресурсы газа здесь сосредоточены в зоне протокатагенеза (47%). Такое же распределение нефти с максимумом (45-50%) на градации МК_1^1 отмечается в Центральном-Европейском и Восточно-Тунисском бассейнах. Во Внутреннем Восточно-Австралийском бассейне максимум нефтеносности приходится на МК_1^2 [Катагенез и нефтегазоносность, 1981].

Но нефтяные залежи могут быть и за пределами ГЗН. В палеозойских отложениях Нюрольского бассейна (Западная Сибирь) притоки нефти получены из толщ с уровнем зрелости ОВ начала МК_3^1 , а в Волгоградском Поволжье нефтяные залежи размещены по шкале катагенеза вплоть до середины этой градации [Габриелян, Анисимова, Климова, 1974]. В бассейне Анадарко (США) нефтяные залежи выявлены в отложениях среднего ордовика с $R_{\text{в}}^0$ - 1.52-2.0% (МК_3^{1-2}) [Краюшкин, 1988], а в Восточно-Атласском в зоне протокатагенеза [Справочник по геохимии..., 1998]. Однако эти частичные отклонения существенно не влияют на общую картину распределения УВ. Диапазон промышленной нефтеносности ограничен значениями $R_{\text{в}}^0$ - 0.4-1.3%. "Мертвая линия" для экономически рентабельных нефтяных залежей совпадает с границей между грациями МК_2 и МК_3^1 ($R_{\text{в}}^0$ - 1.15%), а большая часть их находится в толщах с $R_{\text{в}}^0 < 1.0\%$.

Распространение важных в экономическом отношении месторождений газа также во многом зависит от степени катагенеза. В осадочных бассейнах Австралии образование жирного газа в существенных масштабах начинается при $R_{\text{в}}^0$ - 1.3% (МК_3^1), а при $R_{\text{в}}^0$ - 1.5% он начинает замещаться сухим метановым газом [Shibaoka, Bennett, Gould, 1973]. Поэтому в погруженных частях бассейнов (ниже 4.0 км) вскрываются зоны преимущественной (МК_3^1 -АК₁) или исключительной (градации АК)

газогенерации. Этим объясняют резкое преобладание газовых залежей в глубоких горизонтах таких бассейнов, как Западный Внутренний, Пермский, (США); Западно-Канадский и др. Залежи газа в южной части Северного моря встречены только на тех участках, на которых нижележащие угленосные отложения верхнего карбона преобразованы в пределах градаций $МК_3^1$ - $АК_1$ [Robert, 1971]. Аналогичная ситуация отмечается в Сахаро-Ливийском бассейне, где в палеозойских отложениях зоны преимущественной (впадина Полиньяк) или исключительной (Ахнет) газоносности связаны с подобным уровнем зрелости ОВ. Причем здесь обнаружены три гигантских месторождения с суммарными запасами > 700 млрд. $м^3$. Классическим примером распределения УВ по зонам катагенеза является Западно-Канадский бассейн. Здесь в отложениях девона и карбона основные запасы нефти (88%) приурочены к толщам с уровнем зрелости ОВ градаций $ПК_3$ - $МК_2$, а газа (70%) – $МК_3^1$ - $АК_1$ [Haguebard, 1976]. По данным У.Л.Рассела (1958), основные промышленные залежи нефти и газа в Аппалачской области находятся в толщах с уровнем зрелости ОВ градаций $МК_1^1$ - $МК_3^1$. При более высокой преобразованности ($МК_3^1$ - $АК_2$, $R_{вт}^0 - 1.4-3.0\%$) встречаются многочисленные нефтегазопроявления, особенно газа, но промышленные залежи редки. При значениях $R_{вт}^0 > 3.0\%$ залежи углеводородов отсутствуют.

“Мертвая линия” газа, по существу, неизвестна. Несмотря на то, что в апокатагенезе генерируются огромные количества метана, залежи газа в толщах с подобной преобразованностью ОВ весьма редки. Их обычно обнаруживают в отложениях с $R_{вт}^0 < 2.0\%$ (до градации $АК_1$) и в исключительных случаях с $R_{вт}^0$ до 3.0% (середина $АК_2$) [Петрология углей, 1978]. Большинство же рентабельных месторождений газа находится в толщах с $R_{вт}^0 < 1.0\%$. В Германии залежи УВ находятся в отложениях со следующими значениями $R_{вт}^0$: нефтяные - $0.50-1.35\%$ ($МК_1^1$ - $МК_3^1$), газоконденсатные - $0.8-2.0\%$ ($МК_1^2$ - $МК_3^2$), газовые - $1.0-3.0\%$ ($МК_2$ - $АК_2$). Большинство месторождений УВ приурочено к значениям $R_{вт}^0 - 0.5-2.0\%$ [Teichmuller, 1971]. По данным Г.С.Преображенской, Н.Ю.Клычевой и К.П.Ивановой (1971) крупные залежи газа в СССР находятся в толщах с уровнем зрелости ОВ градаций $ПК$ - $МК_1^2$, однако основные запасы его приурочены к протокатагенезу (рис. 23). Аналогичные сведения (рис. 21) приводят также А.Э.Конторович и А.А.Трофимук (1976).

Материалы по различным нефтегазоносным бассейнам, свидетельствуют в целом о хорошем соответствии зональности процессов нефтегазообразования и размещения запасов УВ (рис. 21). Установлено, что глубинная часть осадочного чехла, в которой прошла ГФГ, почти совершенно лишена образовавшихся в ней на предыдущих этапах

жидких УВ и характеризуется распространением залежей сухого и жирного газа - продуктов заключительного этапа генерации УВ при катагенезе ОВ. Правда, запасы их весьма незначительны. Аналогичная ситуация наблюдается в нижней части ГЗН (градации $МК_1^2$ - $МК_2$). Этот интервал разреза характеризуется дефицитом нефти [Историко-генетический..., 1984]. Хорошим примером проявления этих закономерностей является Западно-Сибирский мегабассейн. Окраинные зоны его, в которых основные нефтегазоматеринские отложения (J_3 - J_{1-2}) не вышли из зоны протокатагенеза, содержат залежи газа (Березовский район). Основные запасы нефти сосредоточены в центральных районах региона, где отложения находятся в ГЗН. В северной, наиболее погруженной части мегабассейна, где в юрских отложениях проявилась ГФГ, по всему разрезу осадочного чехла, вплоть до зоны протокатагенеза, распространены преимущественно газовые и газоконденсатные залежи.

Однако известны случаи несоответствия зон генерации и аккумуляции УВ. Г.М.Парпарова, С.Г.Неручев, А.В.Жукова и др. [Катагенез и нефтегазоносность, 1981; Справочник по геохимии..., 1998] показали, что основная зона нефтеносности приурочена к верхней части ГЗН и поднимается несколько выше нее. Преобладающая часть газа залегает еще выше, хотя образуется он также и на больших глубинах в жестких термобарических условиях. Следовательно, вся нижняя часть ГЗН, как и ГЗГ, характеризуется значительной потерей нефти вследствие миграции ее в верхние горизонты, к которым приурочены основные промышленные ее запасы. В связи с этим нередко создается несоответствие местонахождения основных ресурсов нефти и газа с одной стороны, и проявления ГФН и ГФГ, с другой. Поэтому при сопоставлении схемы вертикальной генерационной зональности с фактическим размещением скоплений УВ различного фазового состояния выясняется, что корреляционные соотношения между ними весьма сложные и в ряде случаев имеются существенные отклонения от первичного генерационного ряда. Во многих бассейнах установлено широкое распространение как нефтяных, так и газовых залежей, приуроченных практически ко всем генерационным зонам. Поэтому миграционное перераспределение УВ в бассейнах, должно учитываться при установлении закономерностей размещения залежей и при прогнозе перспектив нефтегазоносности по условиям катагенеза.

Таким образом, изучение закономерной смены фазового состояния углеводородных скоплений по зонам катагенеза в различных нефтегазопосных бассейнах позволило эмпирически определить верхнюю и нижнюю границы распространения нефтяных и газовых залежей. Начало генерации нефтяных УВ

отвечает $R_{\text{н}}^0 \sim 0.4\%$ (градация ПК₃), а $R_{\text{н}}^0 = 0.6\%$ (МК₁¹) соответствует началу образования промышленных залежей нефти. Нижняя граница распространения крупных нефтяных залежей соответствует $R_{\text{н}}^0 \sim 1.3\%$ (МК₃¹), однако преобладающая часть их находится в сравнительно узком диапазоне шкалы катагенеза - в пределах МК₁¹⁻² градаций. С ростом катагенеза наблюдается увеличение газового фактора. Генерация микронепти практически прекращается на границе градаций МК₂ и МК₃¹, а залежи легкой нефти и газоконденсата исчезают на градации МК₃². Ниже этой границы они сменяются сухим метановым газом. Месторождения газа встречаются практически по всей шкале катагенеза (вплоть до АК₂), но экономически выгодные находятся в отложениях с уровнем зрелости ОВ не выше градации МК₂. Нижний предел промышленной газоносности большинством исследователей принимается на границе АК₁ и АК₂ градаций ($R_{\text{н}}^0 - 2.5\%$).

Выявленная связь между преобразованностью ОВ и нефтегазоносностью вмещающих толщ позволяет использовать данные о катагенезе для оценки перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов. При этом уровень зрелости ОВ должен рассматриваться только как показатель возможной нефтегазоносности при прочих равных условиях, благоприятных для формирования и сохранения залежей УВ. Вполне очевидно, что осадочные отложения могут находиться в главной зоне нефтеобразования, но не содержать промышленных скоплений нефти. Менее вероятно обратное соотношение - наличие нефтяных залежей в сильно преобразованных толщах, за исключением вторичных скоплений.

3.8.2. По пластовым температурам вмещающих толщ

Процессы нефтегазообразования тесно связаны с температурой недр, которая контролирует интенсивность генерации УВ и условия сохранности их залежей. Поэтому палео - или современная температура является параметром, предопределяющим закономерности размещения залежей УВ. G.T.Philippi (1965) полагает, что начало образования и первичной миграции нефти отвечает температуре 115⁰С. По Т.М.Quigley, A.S.Mackenzie, (1988), значительная часть нефти образуется при температурах 100-150⁰С, а газа при 150-220⁰С. На основе лабораторных экспериментов И.И.Нестеров (2004) пришел к выводу, что наиболее благоприятные условия для нефтегазообразования отмечаются при температурах 90-100⁰С. В.А.Соколов (1965) считает, что максимальные температуры сохранения жидких УВ не превышают 180⁰С;

И.И.Аммосов, И.В.Еремин и Г.С.Калмыков (1971) - 180-200⁰С; L.Price (1993) - 230⁰С. Температурные интервалы образования и сохранения жидких УВ предполагаются следующими: В.А.Соколов (1965) - 50-200⁰С; И.И.Аммосов, И.В.Еремин и Г.С.Калмыков (1971) - 70-200⁰С; В.С.Вышемирский (1988) - 70-250⁰С; В.И.Ермолкин, В.А.Пономарев (2001) – 65-200⁰С.

По расчетам А.Е.Куклинского и Р.А.Пушкиной (1984) предел существования легкой нефти отвечает 180⁰С, а газоконденсата - 300⁰С. Н.Б.Вассоевич (1986) полагает, что нефтеобразование начинается при 60-70⁰С, деструкция - при 120⁰С и до 200⁰С сохраняются значительные массы нефти, а при температуре > 250⁰С жидкие УВ сменяются газообразными. По К.К.Landes (1967), нормальные нефти начинают преобразовываться в легкие при температуре > 100⁰С, а при > 175⁰С нефтяная фаза полностью исчезает. Так, североамериканские месторождения приурочены к температурному интервалу 65-150⁰С [Landes, 1967; Pusey, 1973; Barcker, 1983]. По данным В.Г.Осадчего (1990), пластовые температуры в нефтяных залежах СССР составляют 20-140⁰С (рис. 24), в районе Персидского залива - 50-130⁰С (рис. 25), а в отдельных залежах (Сев. Марун) они достигают 224⁰С [Тихомиров, 2001]. Большинство залежей жидких УВ в Тимано-Печорской, Волго-Уральской, Прикаспийской и Западно-Сибирской провинциях приурочено к толщам с современными пластовыми температурами порядка 50-150⁰С, а газоконденсатные и газовые - 75-200⁰С [Башкова, 2000]. По Д.М.Ханту (1982), 9% нефти образовалось и сохранилось при температурах < 50⁰С, 90% - в интервале 50-200⁰С и 1% -> 200⁰С.

Пластовые температуры нефтяных залежей кумского горизонта Западно-Кубанского прогиба составляют 140-154⁰С. В Восточно-Кубанской впадине залежи нефти обнаружены в подсоловых юрских отложениях с пластовыми температурами 150-220⁰С [Тихомиров, 2001]. Ю.Т.Афанасьев, Ю.С.Кувыкин, Н.Е.Оводов и др. [Нефтегазоносность больших..., 1980] выделили в Предкавказье три геотермические зоны: 1 - тяжелые нефти (пластовая температура < 50⁰С); 2 - метано-нафтеновые нефти (50-100⁰С); легкие нефти (100-180⁰С). И.И.Аммосов с соавторами [Петрология органических..., 1987] установили, что 80% промышленных запасов жидких УВ в бассейнах СССР связано с палеотемпературами 95-150⁰С с максимумом на 115⁰С. В толщах, испытавших воздействие температур до 175-200⁰С, запасы нефти составляют доли процентов, а при > 200⁰С промышленные залежи нефти обычно отсутствуют. Сравнительно низкие пластовые температуры нефтяных залежей отмечаются в Азербайджане: на глубине 5.0 км составляют 90-95⁰С, а на морских месторождениях

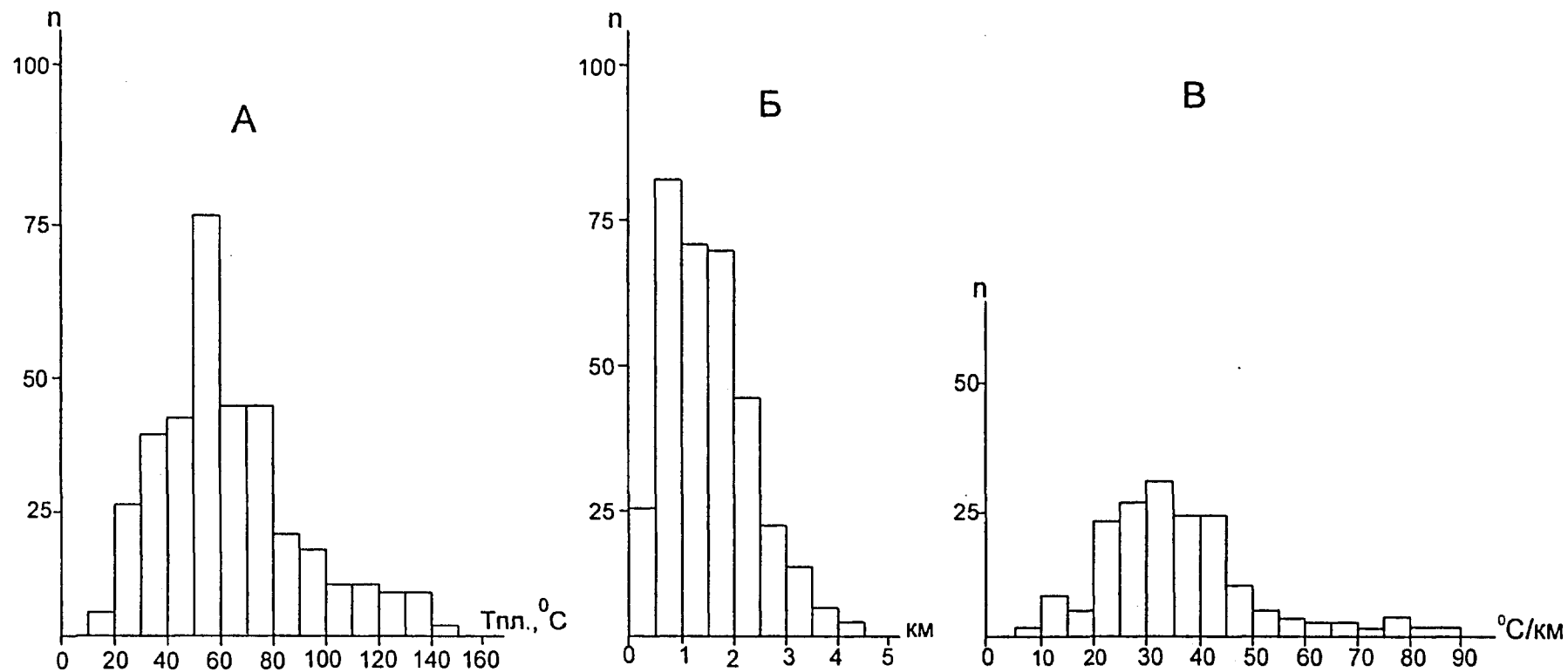


Рис. 24. Гистограммы распределения пластовых температур (А), глубин залегания (Б) и средних геотермических градиентов (В) нефтяных месторождений СССР [Осадчий, 1990].

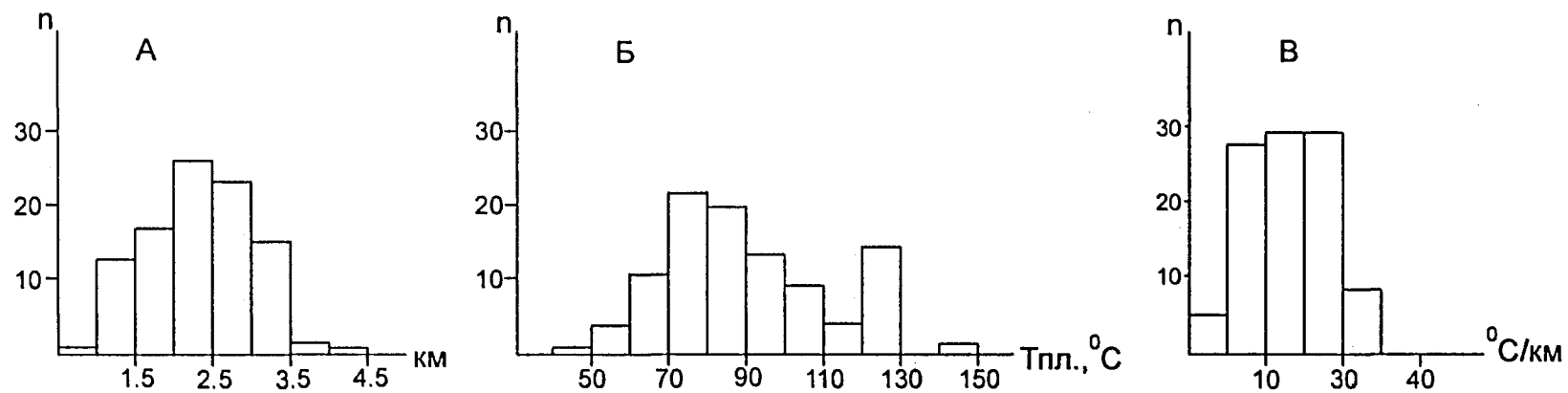


Рис. 25. Гистограммы распределения залежей углеводородов по глубинам залегания (А), пластовым температурам (Б) и средним геотермическим градиентам (В) в Персидском заливе [Осадчий, 1990].

(глубина 6.2 км) достигают лишь 104°C [Историко-генетический..., 1984].

Следует отметить существование залежей УВ и при довольно высоких температурах. В бассейне Галф-Кост (США) промышленные залежи нефти приурочены к пластам с температурой 230°C (месторождения Лейк-Вашингтон, Фриленд, Лейк-Бэрр). В Восточном Предкавказье (Озек-Суат) скопления нефти встречены в толщах с температурами $160-185^{\circ}\text{C}$, в Западной Сибири температуры нефтяных залежей достигают 150°C . Нефти метановые, но умеренно измененные, т.е. при этих температурах жидкие УВ полностью не разлагаются. В некоторых бассейнах притоки сильно измененных нефтей получены из пластов с температурой $> 200^{\circ}\text{C}$, максимум - 252°C (скв. Берта-Роджерс, прогиб Анадарко, США). Возможно, это и есть те температуры, при которых нефть как жидкий флюид прекращает свое существование. Важным фактором, способствующим сохранению нефти в столь жестких термических условиях, является, по-видимому, хорошая “запечатанность” залежей, обеспечивающая формирование зон повышенного давления, которое препятствует развитию процессов термодеструкции УВ в закрытых системах [Ермолкин, Пономарев, 2001]. Т.П.Жузе (1963) указывает, что при температуре порядка 200°C увеличивается газовая фаза. Вследствие этого с ростом пластовых температур вниз по разрезу происходит смена нефтяных залежей нефтегазовыми, газоконденсатными и газовыми. Так, на газоконденсатном месторождении Мэри Энн (залив Мобил) пластовая температура составляет 232°C [Основные представления..., 1990]. В некоторых нефтяных залежах температуры, наоборот, очень низкие - $10-30^{\circ}\text{C}$. Несомненно, это не те температуры, при которых образовались жидкие УВ. Очевидно, в прошлом продуктивные толщи находились на значительных глубинах с более напряженным геотермическим режимом, а затем были приподняты в зоны пониженных температур, либо это следствие миграционных процессов.

Углеводородные газы устойчивы в широком диапазоне температур. Метан в больших количествах образуется в диагенезе, катагенезе и, судя по экспериментальным данным Б.И.Маевского с соавторами [Нефтегазообразование и..., 1988], выдерживает нагревание до $700-800^{\circ}\text{C}$. У гомологов метана температурный интервал значительно уже - $70-450^{\circ}\text{C}$. Однако основные ресурсы газа сосредоточены в толщах с более низкими температурами. По данным В.Г.Осадчего (1990) запасы газа и газоконденсата СССР находятся обычно в толщах с пластовыми температурами порядка $10-90^{\circ}\text{C}$, с максимумом в интервале $20-40^{\circ}\text{C}$ (рис. 26). В Западной Сибири газовые залежи преобладают в отложениях с современными температурами $10-70^{\circ}\text{C}$, а

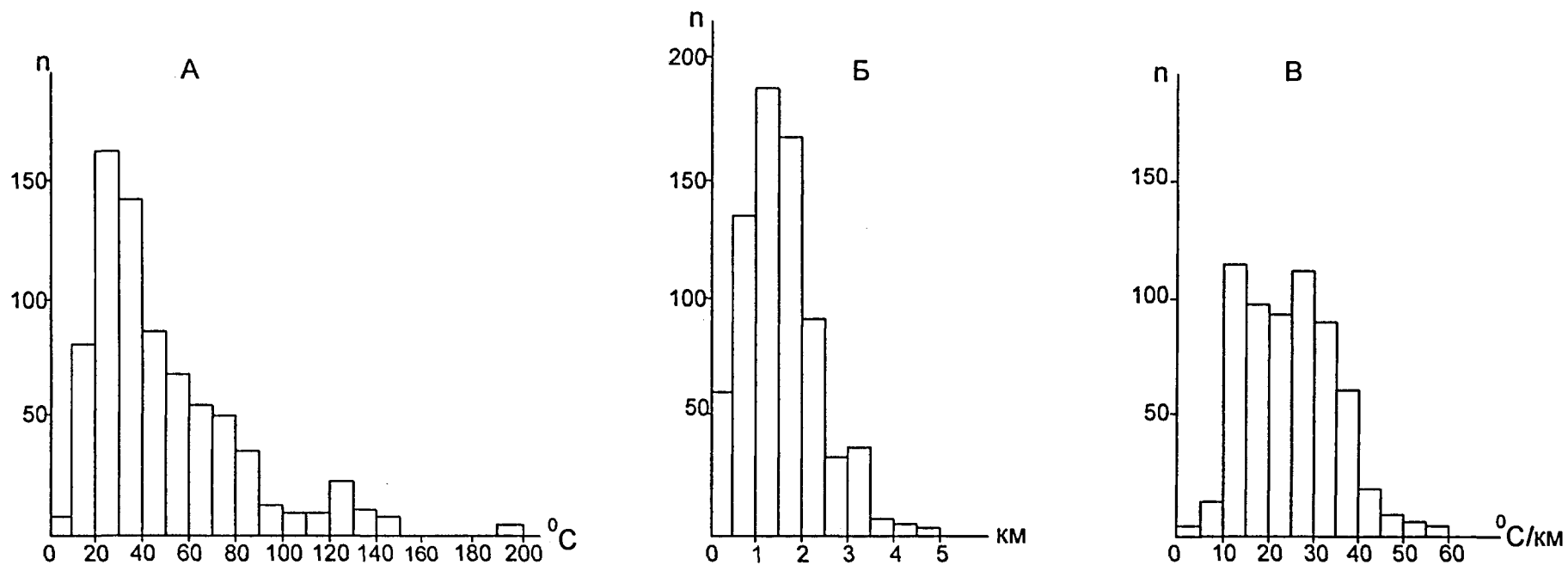


Рис. 26. Гистограммы распределения пластовых температур (А), глубин залегания (Б) и средних геотермических градиентов (В) газоконденсатных и газовых месторождений СССР [Осадчий, 1990].

газоконденсатные - 50-90⁰С (рис. 27). В пределах Хапчагайского поднятия, на котором сосредоточены основные газоконденсатные месторождения Вилуйской синеклизы, пластовые температуры в залежах составляют 70-110⁰С [Казаринов, 1971].

И.И.Аммосов и др. [Петрология органических..., 1987] выделяют четыре интервала палеотемператур с различной степенью нефтегазоносности. В толщах, испытавших палеотемпературы > 275⁰С, произошли глубокие молекулярные изменения ОВ, и при дальнейшем усилении геотермического режима оно не генерирует углеводороды. ОВ достигло конца апокатагенеза и зоны этих палеотемператур бесперспективны в отношении нефти и газа. В интервале палеотемператур 250-275⁰С органическое вещество еще генерировало газообразные УВ. Осадочные отложения достигли АК₁₋₂ градаций катагенеза и практически бесперспективны на нефть, а промышленные скопления газов в таких толщах довольно редки. Толщи с палеотемпературами 200-250⁰С (градации МК₃²-АК₁) содержат в основном газ. Наиболее перспективен на нефть и газ интервал палеотемператур до 200⁰С. Именно к нему приурочено проявление главной фазы нефтеобразования. Из распределения залежей нефти и газа по зонам катагенеза следует, что основные запасы их сосредоточены в отложениях, испытавших температуры < 200⁰С (градации ниже МК₂). Основная часть промышленных залежей нефти сосредоточена в толщах с палеотемпературами 95-150⁰С с максимумом около 115⁰С. Запасы нефти, находящиеся в отложениях с палеотемпературами > 175⁰С и < 50⁰С, составляют доли процентов.

Геотермические условия размещения залежей УВ в Западной Сибири рассматривались многими исследователями [Западно-Сибирская низменность..., 1961; Ставицкий, 1964; Нефтепроизводящие толщи..., 1967; Геология нефти..., 1975; Нестеров, Ставицкий, Курчиков. 1982; Ермаков, Скоробогатов, 1986; Немченко, Ровенская, Гиршгорн, 1989; Курчиков, 1992 и др.]. Залежи УВ здесь обнаружены в широком диапазоне пластовых температур – 10-150⁰С. В пределах Уват-Хантымансийского срединного массива залежи нефти верхнеюрских отложений встречены в температурном интервале 60-80⁰С, а в среднеюрских они составляют 80⁰С и более. К диапазону 20-40⁰С приурочены гипергенно-измененные тяжелые нефти Тазовского района, а к 40-60⁰С - нефти готерив-барремских отложений Сургутского, Нижневартовского сводов и Александровского мегавала. В залежах юрских нефтей пластовые температуры здесь составляют более 100⁰С.

Ф.Г.Гурари, Ю.Г.Зимин и Ю.Н.Карогодин (1972) установили почти линейную зависимость фазового состояния УВ от пластовых температур: газовые залежи в

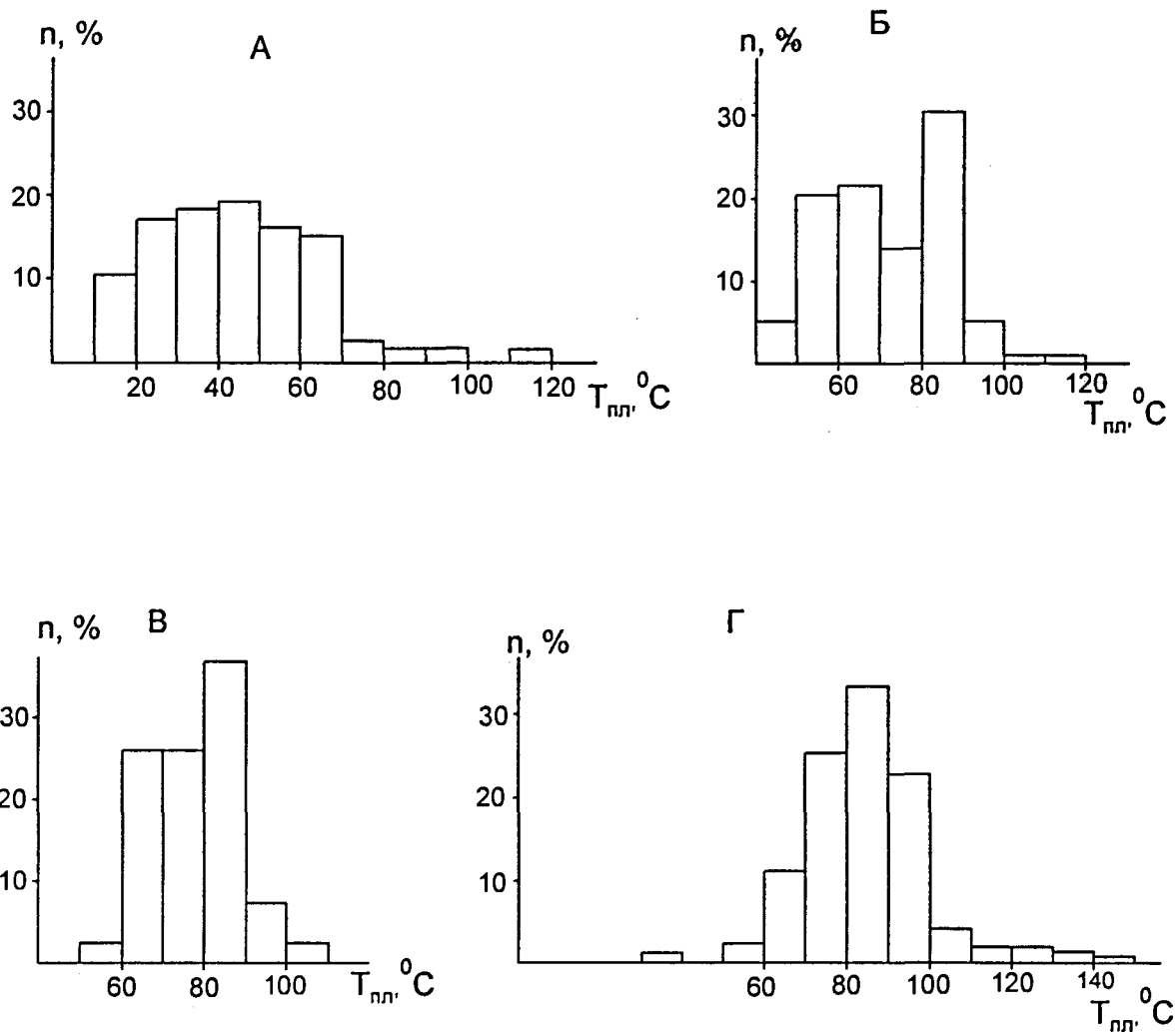


Рис. 27. Распределение залежей углеводородов в мезозойских отложениях Западной Сибири по зонам современных температур [Курчиков, 1992].
 А- газовых, Б- газоконденсатных, В- газоконденсатных с нефтяной оторочкой, Г- нефтяных.

интервале - 13-70⁰С, нефтяные - 50-130⁰С. На Сургутском своде, где температуры не превышают 80-90⁰С, нефти отличаются повышенной плотностью, а на Нижневартовском своде, с температурами в юрских отложениях порядка 100⁰С, плотность нефтей понижается. В нижних горизонтах осадочного чехла Мансийской синеклизы с температурами 110-120⁰С распространены легкие нефти. Авторы предполагают, что ряд залежей газоконденсата и легких нефтей Пудинского и Среднеवासюганского мегавалов, где отмечается повышенный тепловой поток (пластовая температура 120-140⁰С), образовались за счет разрушения ранее существовавших здесь месторождений нефти.

А.В.Рыльков и В.В.Потеряева (1979) в мезозойских отложениях Западной Сибири установили пятиступенчатую вертикальную геотермическую зональность. Верхняя (1), преимущественно газоносная с температурами 50-70⁰С. В ней находятся такие крупнейшие залежи газа как Уренгойское, Ямбургское и тяжелой нефти Тазовское; 2 - газоконденсатная (50-80⁰С), связанные с которой нефтяные залежи (Самотлорское, Быстринское, Федоровское) содержат газовые шапки; 3 - преимущественно нефтяная (70-120⁰С); 4 - нефтегазоконденсатная (110-150⁰С); 5 - преимущественно газоносная с предполагаемыми температурами 150-160⁰С. Близкие температурные интервалы существования залежей УВ отмечались также В.И.Ермаковым и В.А.Скоробогатовым (1984). В соответствии с максимальными палеотемпературными (МПТ) интервалами формирования и сохранения УВ скоплений в юрском комплексе Западной Сибири ими выделены следующие зоны: верхняя газовая (метановая) с МПТ до 80⁰С; нефтяная - газоконденсатная (80-145⁰С); главная газоконденсатная (145-180⁰С). Авторы предположили, что при МПТ > 180⁰С газоконденсатные скопления преобразуются в газовые. Это косвенно подтверждают результаты бурения скв. Тюменской СГ-6 на севере Западной Сибири. Здесь практически по всему вскрытому разрезу отмечались газопроявления вплоть до забоя (7502 м), где пластовые температуры составляют 214-218⁰С, а нефтяные УВ в аккумулятивном виде встречены до глубин 5.5-6.2 км с температурами 150-170⁰С.

Обобщающую работу по геотермическому режиму Западно-Сибирского мегабассейна выполнил А.Р.Курчиков (1992). Им отмечено, что диапазон температур в залежах УВ этого региона достаточно велик - 10-150⁰С (рис. 27). Минимальные их значения фиксируются в газовых залежах и обычно не превышают 70⁰С. В газоконденсатных температуры составляют 40-120⁰С, в газоконденсатных с нефтяной оторочкой - 50-110⁰С. Наиболее широкий диапазон температур в нефтяных залежах -

30-150⁰С (обычно > 60⁰С). Количество залежей с ростом температур до 90-110⁰С увеличивается, затем резко сокращается. Если рассматривать только геотермические условия залежей, то более информативными являются не современные температуры, а максимальные палеотемпературы, под воздействием которых происходила генерация УВ. А.Р.Курчиков (1992) по многим залежам Западной Сибири сделал расчеты максимальных палеотемператур (рис. 28). Характер их распределения по интервалам аналогичен указанному на рис. 27.

В газовых залежах
максимальные
палеотемпературы
обычно не превышают
100⁰С,
в
газоконденсатных они
составляют 65-120⁰С, в
газоконденсатных
нефтяных - 75-110⁰С, в
нефтяных - 75-160⁰С.
При температурах ~ 85-
90⁰С преобладающим
типом залежей

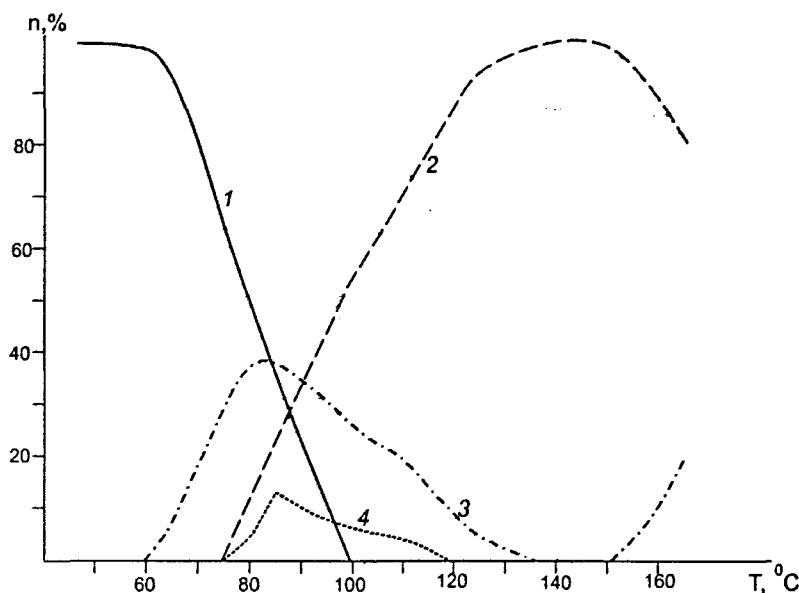


Рис. 28. Изменение соотношения залежей углеводородов разного типа с ростом максимальных палеотемператур ($T, ^\circ\text{C}$) в мезозойских отложениях Западной Сибири [Курчиков, 1992].
Доля скоплений: 1- газовых; 2- нефтяных; 3- газоконденсатных; 4- газоконденсатных с нефтяной оторочкой.

становятся нефтяные. На рис. 28 видно, что генерация газообразных УВ начинается при температурах ~45-50⁰С, а жидких при 65-70⁰С. С ростом температур генерация жидких УВ резко возрастает, увеличивается доля газоконденсатных залежей, появляются нефтяные с газоконденсатной шапкой и нефтяные скопления.

Быстрый рост числа нефтяных залежей при увеличении температур от 70 до 120⁰С, свидетельствует о возрастающих масштабах новообразования жидких УВ. Постепенное сокращение доли других типов скоплений до полного их исчезновения в интервале максимальных температур до 90-140⁰С свидетельствует о том, что деструкция жидких УВ при этих температурах или незначительна, или ее масштабы не приводят к разрушению нефтяных скоплений. В интервале максимальных палеотемператур 140-160⁰С из выявленных скоплений 75% составляют нефтяные [Курчиков, 1992]. Наличие других типов залежей свидетельствует как об усилении процессов газообразования (вступление в глубинную ГЗГ), так и об увеличении масштабов деструкции жидких УВ. Однако в любом случае явное преобладание

нефтяных скоплений в этом температурном интервале свидетельствует о том, что отложения еще находятся в ГЗН. Почти в 40% газовых скоплений температуры $< 60^{\circ}\text{C}$. С ростом температур до 100°C количество залежей в целом постепенно сокращается. Можно предположить, что затухание процесса газообразования происходит при температурах порядка 80°C , или, по крайней мере, в этой зоне новообразование жидких УВ уже преобладает над газообразными. Верхняя зона газообразования в Западной Сибири соответствует протокатагенезу с максимальными палеотемпературами $85-90^{\circ}\text{C}$, а ГЗН - $\text{МК}_1^1\text{-МК}_1^2$ грациям катагенеза ($155-160^{\circ}\text{C}$ в конце МК_1^2).

Изложенные материалы свидетельствуют, что температурные интервалы проявления главных зон нефте- и газообразования составляют для первой - $60-130^{\circ}\text{C}$ и для второй - $> 130^{\circ}\text{C}$. Диапазоны температур $60-90^{\circ}\text{C}$ и $130-150^{\circ}\text{C}$ исследователи называют соответственно верхним и нижним пределами нефтеобразования. Хотя в условиях АВПД нефтяные залежи могут сохраняться и при более значительных температурах. Максимальный температурный предел ГЗГ обычно принято считать $210-220^{\circ}\text{C}$. Однако температурные интервалы нахождения нефтяных и газовых залежей существенно ниже. Жидкие УВ сосредоточены в интервале пластовых температур $60-150^{\circ}\text{C}$, но основные их запасы приурочены к сравнительно узкому диапазону $80-110^{\circ}\text{C}$. Газовые залежи встречаются в толщах с температурами $10-90^{\circ}\text{C}$ с максимумом в диапазоне $20-50^{\circ}\text{C}$.

3.8.3. По глубинам залегания

Теория стадийности нефтегазообразования находит подтверждение в вертикальной зональности размещения залежей УВ. Распределение ресурсов нефти и газа по глубинам осадочных бассейнов неоднократно рассматривали А.А.Бакиров, Н.Б.Вассоевич, И.В.Высоцкий, П.А.Карпов, А.Э.Конторович, М.С.Моделевский, В.Г.Осадчий, Г.С.Преображенская, Н.Ф.Раабен, Н.В.Симаков, Э.В.Чайковская, Б.К.Чичуа и другие исследователи. Вертикальная зональность запасов УВ обнаруживает отчетливо выраженную тенденцию: вниз по разрезу они сначала возрастают, достигая максимума на глубинах 2.0-4.0 км, а затем уменьшаются. И.К.Hudson (1963) в Пермском и Галф-Кост бассейнах (Северная Америка) установил, что соотношение нефтяных и газовых залежей закономерно меняется с глубиной: в интервале 2.4-3.0 км количество нефтяных залежей составляет 45% от их общего числа,

3.0-3.6 км - 37%, 3.6-4.2 км - 30%, 4.5-5.8 км - 18%, глубже 5.8 км - 11%, а ниже 6.5 км залежи жидких УВ отсутствуют, уступая место газообразным. Значительная часть запасов 198 гигантских месторождений мира сосредоточена в интервале 1.5-3.6 км [Halbouty, 1970]. По данным В.Г.Осадчего (1990) основные запасы УВ Персидского залива находятся на глубинах 1.0-3.5 км (рис. 25).

Снижение нефтяных запасов с глубины 2.5 км и преобладание газоконденсатных и газовых залежей отмечается в бассейнах СССР [Максимов, Минский, 1972]. Г.С.Преображенская, Н.Ю.Клычева и К.П.Иванова (1971) установили, что основная масса жидких УВ залегает с некоторым смещением вверх от ГЗН, с максимумом нефтеносности на уровне 2.0 км. Основные запасы газа сосредоточены на глубинах около 1.3 км (рис. 23). Несколько иные сведения приводит Б.К.Чичуа (1979): основные запасы нефти в СССР находятся на глубинах порядка 1.8 км, а газа – 2.0 км, т.е. залежи жидких УВ смещены вверх по сравнению с газовыми. А.А.Бакиров (1979) по глубинному размещению извлекаемых ресурсов УВ в крупнейших бассейнах мира установил, что до глубин 1.0 км доли нефти и газа почти одинаковы (соответственно 6.0 и 5.6%); приблизительное равенство их запасов наблюдается до глубины 2.0 км (52 и 54%). В интервале 2.0-3.0 км находится 34% ресурсов нефти и 30% газа, а на 3.0-4.0 км соответственно 7 и 10%. Большая часть (58%) ресурсов нефти приурочена к глубинам до 2.0 км, т.е. до верхнего порога ГЗН. Вместе с тем приведенные данные показывают, что преобладающая часть выявленных ресурсов как нефти, так и газа находится примерно на одинаковых глубинах - 1.0-4.0 км. Он считает неправомерным выделять до глубин 1.0-1.5 км зоны преимущественного газонакопления, а в интервале 1.5-6.0 км – главную зону преимущественного нефтенакопления. Так, гигантские нефтяные месторождения Ближнего Востока залегают на глубинах 1.0-2.5 км. Скопления нефти в отложениях девона Урало-Поволжья также находятся на глубинах менее 2.5 км [Бакиров, 1979]. Подобные материалы приводит В.Г.Осадчий (1990): залежи УВ в Персидском заливе доминируют в интервале 1.0-3.5 км (рис. 25), а основные ресурсы как нефтяных (рис. 24), так газовых и газоконденсатных (рис. 26) месторождений СССР находятся примерно на одинаковых глубинах - 0.5-2.5 км.

По Г.Э.Прозоровичу (1977) основные запасы нефти в Западно-Сибирском мегабассейне сосредоточены на глубинах 1.7-2.1 км. Газ занимает верхние горизонты платформенного чехла (0.9-1.2 км). О том же свидетельствуют материалы И.И.Нестерова, А.В.Рылькова и И.В.Гончарова (1985). До глубин 1.2-1.3 км в разрезе резко преобладают газовые скопления (85-100% от общего числа залежей), нефть здесь

встречается только в виде нефтегазовых скоплений (4.5-15%). В интервале 1.3-2.9 км преобладают нефтяные залежи (53-61%), но максимальное их количество приурочено к диапазону 1.7-2.5 км. Ниже и выше по разрезу число нефтяных залежей снижается и на глубинах ниже 2.9 км преобладают газоконденсатные скопления (50-66%). Хотя, встречаемость нефтяных залежей на глубинах 2.9-3.3 км еще достаточно высокая (33%). По данным Н.Н.Немченко и А.С.Ровенской (1999) все газовые залежи неокосеноманского комплекса залегают в его верхней части (0.4-1.2 км). Близкие данные о распределении по глубинам крупных залежей УВ получены и по другим нефтегазоносным бассейнам мира [Потеряева, 1971; Конторович, Трофимуков, 1976; Осадчий, 1990]. По материалам А.Э.Конторовича и А.А.Трофимука, основные ресурсы жидких УВ в стратисфере находятся на глубинах порядка 1.4-3.0 км, а газовые залежи смещены вверх и сосредоточены примерно на 1.5 км (рис. 21). По данным М.С.Моделевского с соавторами [Нефть и..., 1983] наблюдается следующее распределение нефтяных и газовых залежей: до 1.0 км сосредоточено 9% жидких и 12% газообразных УВ, в интервале 1.0-3.0 км соответственно 69 и 51%, 3.0-5.0 км - 18 и 24%, 5.0-7.0 км - 4 и 13%.

В.Ф.Раабеном (1978) рассмотрено глубинное распределение нефтяных залежей по различным разновозрастным бассейнам платформ. В регионах с палеозойским периодом завершения седиментации крупнейшие месторождения встречаются на глубинах до 3.0 км, гигантские - в интервале 1.0-2.0 км. Наибольшее количество скоплений приходится на глубины 1.0-2.0 км с максимумом на 1.0-1.5 км. В регионах с мезозойским окончанием седиментации, где эти отложения в основном и продуктивны, крупнейшие месторождения распространены до 3.5 км, а гигантские в интервале 1.0-3.0 км. Наибольшее количество скоплений выявлено на глубине 1.5-3.0 км с максимумом на 2.0-2.5 км. В кайнозойских бассейнах крупнейшие месторождения сосредоточены на глубинах 1.0-3.5 км, наибольшее их количество находится в интервале 1.5-3.0 км с максимумом на 2.5-3.0 км. В складчатых областях крупнейшие залежи нефти обнаружены только в кайнозойских отложениях на глубинах до 3.5 км, но большинство их приурочено к верхним частям разреза - до 1.5 км с максимумом 1.0-1.5 км.

В.И.Ермаков и В.А.Скоробогатов (1984) по глубинному распределению запасов газа все осадочные бассейны подразделяют на четыре типа. К первому относят те, в которых газовые ресурсы сосредоточены до глубин 0.5-1.0 км. Во вторых, значительная часть газа находится на глубинах 0.5-1.5 км, реже до 2.0 км с постепенно затухающей газоносностью на больших глубинах. Наиболее ярким примером является Западно-

Сибирский. Здесь такие гигантские газовые месторождения как Уренгойское, Медвежье и Заполярное находятся на глубинах 1.0-1.4 км. В третьих запасы газа сравнительно равномерно распределены в интервале 1.0-4.0 км (Днепровско-Донецкий, Амударьинский). Четвертый тип представляют регионы с концентрацией основных газовых ресурсов на глубинах ниже 4.0 км (Аквитанский, Пермский, Галф-Кост, Северо-Каспийский). Авторами подсчитано, что более 60% запасов газа приурочено к глубинам до 2.0 км. По данным В.П.Якуцени (1984), 80% разведанных запасов газа в крупных месторождениях находится на глубинах до 3.0 км (месторождение Гронинген, 2.6-3.0 км). Ниже 4.5 км выявлено всего 2% запасов.

Изложенные материалы свидетельствуют, что большинство ресурсов УВ сосредоточено в относительно узком интервале глубин 1.5-3.0 км. Ниже этого происходит резкое уменьшение общей величины запасов. Такое совпадение нельзя считать случайным и обусловленным, например, слабой изученностью зоны больших глубин. По крайней мере интервал 3.0-5.0 км в настоящее время достаточно хорошо изучен, и резкое снижение в нем скоплений нефти можно считать вполне установленным. По-видимому, глубины до 3.0 км наиболее оптимальны для формирования крупных месторождений нефти и газа. Тем не менее, следует особо рассмотреть возможность обнаружения залежей УВ в глубоководных толщах, поскольку по мере истощения ресурсов нефти и газа в верхних горизонтах осадочных бассейнов все большую значимость приобретает проблема **поисков залежей углеводородов на больших глубинах**. Это является одной из актуальных задач нефтегенеза и заключается, по сути дела, в обосновании нижней границы распространения углеводородных скоплений в осадочных бассейнах в жестких термобарических условиях. Несмотря на большие успехи в освоении глубоких горизонтов (ниже 5.0 км), оценка перспектив их нефтегазоносности носит еще сугубо вероятностный характер и скорее отражает степень геологической изученности, чем истинные запасы углеводородов. Укоренилось представление о преимущественной газоносности больших глубин, основанное на их жестких термобарических условиях, при которых, с одной стороны, метан является главным компонентом генерации (нижняя зона газообразования), с другой стороны, его образование связывается с деструкцией высокомолекулярных УВ.

Вопрос о нефтегазоносности больших глубин можно подразделить на две части: первая касается образования скоплений УВ, а вторая - возможности ранее сформированных залежей сохраниться в жестких термобарических условиях, куда они

были погружены. Большинство исследователей считают, что в зависимости от геотермического режима недр нефтяные залежи могут находиться на глубинах 8.0-9.0 км, а газовые до 12.0 км [Симаков, 1978; Чайковская, 1988]. Образование скоплений нефти и газа в осадочных бассейнах определяется возможностью генерации УВ, качеством пород-коллекторов и флюидоупоров, наличием ловушек и т.д. В общем случае при погружении толщи генерационный потенциал ОВ истощается, коллекторские свойства пород снижаются, надежность покрышек падает. Отсюда, казалось бы, следует, что глубже зоны оптимальной нефтегазоносности (1.0-3.0 км), перспективы нижних горизонтов осадочных бассейнов резко сокращаются и не представляют практического интереса. Однако результаты глубокого бурения показали, что на общем фоне прогрессирующего ухудшения емкостных свойств резервуаров с глубиной появляются интервалы, в которых породы отличаются аномально повышенными значениями пористости и проницаемости. Такие зоны имеют мощность от десятков до сотен метров и располагаются на глубинах 3.5-6.0 км и более. На севере бассейна Галф-Кост в интервале 4.2-6.5 км песчаники свит Бакнер и Тускалуса имеют открытую пористость 18-25%, а проницаемость до 1.2 дарси. На площади Булла-море (Азербайджан, 6.2 км) пористость песчаников составляет 12-15%, на Лая-Вож (3.8 км) - 5%, а к 4.5 км этот параметр увеличился до 12%. Зоны повышенной трещиноватости на глубинах до 10 км, заполненные высокоминерализованными растворами, установлены скв. Кольская СГ-3. Зоны разуплотнения прослеживаются в нижнеюрских отложениях скв. Тюменская СГ-6 на глубине ниже 5.0 км, а в конгломератах и гравелитах триаса пористость достигает 20-22%, проницаемость 18-20 миллидарси. Разуплотненные горизонты обладают повышенными емкостными свойствами и служат своеобразными флюндовмещающими толщами в целом ряде осадочных бассейнов. Многие залежи на больших глубинах перекрыты глинистыми покрышками, что свидетельствует о сохранности их экранирующих свойств в жестких термобарических условиях.

Снижение с глубиной ресурсов УВ хотя и является фактом, тем не менее возможность нахождения здесь промышленных залежей нефти и газа вполне реальны. Уже не редкость обнаружение нефтяных залежей на глубинах до 6.5 км и газовых до 7.5 км. В Волго-Уральской провинции и в Ферганской впадине обнаружены промышленные залежи нефти в интервале 5.3-5.4 км, в Терско-Каспийском прогибе на глубине более 5.0 км. Преимущественно нефтяные залежи, приуроченные к глубинам ниже 4.0 км, известны в Индоло-Кубанском прогибе. В Днепровско-Донецкой впадине

промышленная газоносность установлена до глубин порядка 6.0 км, а нефтеносность – до 5.1 км [Завьялов, Кучма, Мельничук, 1990].

Крупные нефтяные месторождения обнаружены на юге бассейна Галф-Кост (Мексика), в бассейне Сирт (Ливия), в США; газоконденсатные - в Восточно-Калимантанском бассейне (Индонезия), в Надвиговом поясе Скалистых гор США, в Адриатическом бассейне (Италия), в Западно-Арктическом (Канада), в бассейне Броуз (Австралия); газовые - в Нидерландском секторе Северного моря, в бассейне Бонапарт-Галф (Австралия), в Гуаякиль-Прогрессо (Эквадор). Причем промышленные газовые залежи обнаружены и на очень больших глубинах. Добыча газа в США ведется с глубин 7.2 км (месторождение Мейсфилд, впадина Анадарко) и 7.1 км (Гомес, Делаверский прогиб). В оклахомской части бассейна Анадарко на площади Милз-Ранч' получен газ из интервала 7448-8083 м. На соседних площадях продуктивные отложения залегают на глубинах 7291-7611 м. На площади Элк-Сити с глубины 8334 м получен не промышленный приток газа [Симаков, 1978; Чайковская, 1988]. В Предкарпатском прогибе интенсивные проявления газоконденсата отмечались ниже 7.0 км. Промышленные притоки газа с глубины 7426 м получены в Венском бассейне. В бассейнах Сан-Хоакин (Мексиканский залив) и Внутреннем соленосном (США) газонефтяные залежи обнаружены в интервале 6.0-6.5 км. Промышленная залежь газа здесь находится на глубине 8.2 км. На залежи США, расположенные ниже 5.0 км, приходится заметная часть добычи нефти и особенно газа. Наиболее глубокие нефтяные залежи выявлены в бассейне Мексиканского залива (месторождение Лейк-Вашингтон, 6.5 км), в Калифорнии (Батон Уиллоу Северный, 6.6 км). Рекордная глубина обнаружения промышленного газа в США составляет 9.2 км. Глубокозалегающее нефтегазоконденсатное месторождение Булла-море (6.2 км) открыто в Южно-Каспийской впадине, газоконденсатное (6.4 км) - Малосса в Адриатическом бассейне [Вассоевич, Соколов, Конюхов, 1976].

Материалы по распределению мировых запасов УВ показывают, что ниже 5.0 км ресурсы газа значительно превосходят нефтяные. По данным Э.В.Чайковской (1988), 75% продуктивных скважин США глубиной более 4.5 км оказались газовыми и только 25% дали притоки нефти. В палеозойских бассейнах (Пермский, Западный Внутренний) максимальные глубины нефтяных залежей составляют 4.5 км и газоконденсатных – 5.7 км. В бассейне Галф-Кост ниже 4.5 км газовые скопления (60-68%) преобладают над нефтяными. Нижняя граница распространения залежей нефти

здесь отмечается на 6.5 км (Лейк-Вашингтон) и доля их на этих глубинах составляет 30-55%. Нефтепроявления зафиксированы даже на глубине 7.6 км.

Таким образом, в интервале глубин 4.0-7.0 км и более известны различные по фазовому состоянию скопления УВ. Однако прослеживается закономерное уменьшение с глубиной запасов нефти и газа в осадочной толще ниже максимума нефтегазонакопления, расположенного на глубинах 1.5-3.0 км. Это связано с истощением нефтегазоматеринского потенциала ОВ, уплотнением пород-коллекторов и ухудшением экранирующих свойств покрышек. Общая доля запасов УВ, находящихся на глубинах ниже 4.0-5.0 км еще не определена, но предполагается, что она не превышает 0.2-0.3% общих запасов [Калинко, 1981]. По мнению других исследователей [Максимов, Лоджевская, Самвелов, 1988] эти значения будут намного больше. Приводимое соотношение есть результат изученности глубоко погруженных горизонтов чехла, оно со временем может измениться. Принципиальным в этих данных является существование на больших глубинах не единичных, а значительного числа нефтяных и газовых скоплений, часть которых относится к категории крупных. При этом необходимо учитывать, что указанные примеры относятся, в основном, к молодым альпийским прогибам. В этих условиях, обычно, наблюдаются низкие геотермические градиенты и, следовательно, в глубоких горизонтах нефтегазоносные отложения должны находиться на начальных и умеренных этапах катагенеза.

3.8.4. Связь фазового состояния залежей углеводородов с генетическим типом органического вещества вмещающих толщ

Среди основных генетических факторов, влияющих на процесс формирования зон преимущественного нефте - или газонакопления, обычно рассматриваются тип исходного ОВ и уровень его зрелости. Накапливавшееся в осадочных породах органическое вещество традиционно подразделяется на три типа: гумусовый, сапропелевый и смешанный [Потонье, 1934]. Первое генетически связано с высшей наземной растительностью, а второе - главным образом с планктоном и бентосом. Эта терминология широко используется для классификации углей, однако для рассеянного органического вещества (РОВ) она не получила международного признания. А.Э.Конторович (История и..., 1979), опираясь на условия захоронения РОВ в морских или континентальных обстановках, предложил термины "аквагенное" (в воде рожденное) и "террагенное". Эти названия хорошо согласуются с принятой за рубежом

терминологией: “marine organic carbon” и “terrestrial organic carbon” [Philippi, 1977]. В настоящей работе для рассеянного ОВ используется терминология А.Э.Конторовича, а для углей - традиционное деление их на гумусовые и сапропелевые разности. Считается, что террагенное РОВ продуцирует на всех грациях катагенеза в основном углеводородные газы (преимущественно метан), а аквагенное способно генерировать как жидкие (в ГЗН преимущественно жидкие), так и газообразные УВ. Основываясь на этом положении в бассейнах и выделяют толщи, по составу заключенного в них РОВ благоприятные для генерации жидких или газообразных УВ. Приуроченность зон преимущественного нефте - или газонакопления к осадочным комплексам с тем или иным типом РОВ прослежена во многих седиментационных бассейнах.

Нефтепроизводящими отложениями Днепровско-Донецкой впадины являются терригенно-карбонатные толщи девона и карбона, формировавшиеся в прибрежно-морских и лагунных условиях. Наблюдаемая зональность распределения залежей УВ в этом регионе обусловлена в первую очередь генетическим типом РОВ материнских пород [Ильинская, 1985]. В угленосных отложениях верхнего и среднего карбона на юго-востоке впадины находятся только газовые залежи. Зона нефтеобразования в девонских и нижнекарбонных толщах Припятского и северо-западной части Приднепровского грабенов связана с аквагенным и террагенно-аквагенным типом РОВ. Прилукское и Гнединцевское месторождения нефти генетически связаны с визейскими отложениями, содержащими аквагенное РОВ. Образование зоны преимущественного газонакопления на юго-востоке Приднепровского грабена объясняется преобладанием в отложениях карбона террагенного РОВ.

В палеогеновых отложениях Ферганской и Сурхандарьинской впадин, содержащих преимущественно аквагенное РОВ, продуцировались в основном жидкие УВ. Террагенное и аквагенно-террагенное РОВ юрских и меловых толщ Ферганы, Западного и Южного Узбекистана оказалось благоприятным для генерации газообразных УВ, а карбонатные отложения верхней юры с аквагенным РОВ - жидких. Основной нефтегазопроизводящей толщей Туранской и Скифской плит являются нижне-среднеюрские отложения с террагенным и аквагенно-террагенным материалом. Поэтому в них запасы газа преобладают над нефтяными [Акрамходжаев, 1982]. Аналогичная ситуация наблюдается в Вилуйской синеклизе, в пределах которой основной нефтегазопроизводящей толщей являются угленосные отложения пермского возраста. Образование гигантских газовых месторождений Гроппинген и Слохтерен в пермских отложениях (толща ротлигендес) Среднеевропейской впадины связывают с

природой РОВ [Чайковская, 1988]. В продуктивной толще ротлигендес практически отсутствует органический материал, за счет которого могли бы сформироваться скопления газа. Их образование связывают с подстилающими ротлигендес угленосными отложениями карбона. Подтверждением данной генетической связи служит сходство изотопного состава углерода из названных выше месторождений и РОВ угленосных отложений карбона. В межгорных впадинах Скалистых гор (США) основные ресурсы газа приурочены к стратиграфическому диапазону: верхний мел - кайнозой. Все нижележащие толщи мезозоя и палеозоя преимущественно нефтеносны. Подобное распределение УВ, возможно, обусловлено палеогеографическими особенностями осадконакопления. В верхнем мелу-палеогене сформировались угленосные континентальные толщи, органическое вещество которых способно генерировать газообразные УВ. Аквагенное РОВ более древних отложений могло продуцировать жидкие УВ [Хэлбути, Кинг, Клеим, 1973]. Залежи газа обнаружены в триас-юрских субугленосных отложениях некоторых бассейнов Австралии: Боуен-Сурат, Кларено-Мортон-Эск, Карнарвон, а также в бассейне Магелланова залива [Ермаков, Скоробогатов, 1984].

Примерами крупнейших зон преимущественного нефте - или газонакопления, образование которых связывают с определенным генетическим типом РОВ, являются газоносные районы севера Западной Сибири и нефтеносные Персидского залива. Крупные нефтяные месторождения Персидского залива приурочены к отложениям осадочного чехла, сложенного, за исключением триасовых образований, толщами морского генезиса с аквагенным РОВ. Многие исследователи [Геология нефти..., 1975; Геохимические критерии..., 1980; Ермаков, Леонгардт, Пашкевич, 1976; Галимов, 1995; Конторович, 1997; Немченко, Ровенская, 1999] считают, что крупнейшие газовые месторождения сеномана на севере Западной Сибири образовались за счет террагенного ОВ субугленосных отложений апт-альб-сеномана. Большие мощности и площади распространения этих толщ, обеспечили генерацию огромных количеств углеводородных газов. Газы сеномана характеризуются однотипным составом (метан - 97-99%), сходным с составом газов ОВ пластов и специфическими изотопными соотношениями углерода. Величина δC^{13} в них колеблется от -5.75 до -6.78‰ [Ермаков, Леонгардт, Пашкевич, 1976]. Изотопный состав водорода метана также указывает на то, что террагенное ОВ было источником метана в сеноманских и, по-видимому, играло заметную роль в генерации неоконских газов [Галимов, 1995]. По изотопному составу газовые залежи сеномана соответствуют газам, образующимся в раннем катагенезе. В

нижележащих толщах, претерпевших более значительный катагенез, газы отличаются повышенным содержанием тяжелого изотопа углерода (δC^{13} - 3.36-4.56‰). Таким образом, имеется ряд геолого-геохимических признаков, указывающих на то, что газы, аккумулярованные под мощной покрывкой турона, были генерированы ОВ субугленосных меловых отложений. А верхнеюрские и основная часть нижнемеловых месторождений Среднеобской, Каймысовской и Фроловской нефтегазоносных областей генетически связаны с аквагенным ОВ верхнеюрских и берриас-валанжинских отложений.

Уголь также может генерировать газ, причем нередко в огромном количестве. По оценке В.И.Ермакова и В.А.Скоробогатова (1984), общее количество метана, образовавшегося в угольных бассейнах мира, составляет 5000 трлн. м³, из них около 10% сохранилось в угольных пластах. Объем метана в угольных бассейнах России и сопредельных стран превышает 100 трлн. м³. Общий объем газообразования в бассейнах России превысил 1500 трлн. м³. Таким образом, уголь представляет собой весьма крупный источник газообразных УВ. Участие собственно углей в нефтеобразовании до сих пор остается дискуссионным. Многие исследователи считают, что генерировать жидкие УВ может не весь уголь, а только его липоидные компоненты. Если лигниноцеллюлозные ткани являются источником только метана, то липоидные компоненты могут генерировать и жидкие УВ. Этот вывод подтверждается данными пиролиза, проведенного Н.В.Лопатиным на коллекции образцов от торфа до антрацита [Пиролиз в..., 1987]. Максимум генерации УВ приходится на МК₁¹⁻² градации. Истощение нефтематеринского потенциала углей становится особенно заметным в начале градации МК₃¹. Выход жидких УВ из углей прямо пропорционален содержанию в них мацералов лейптинита, а витреновые угли отличаются низким нефтематеринским потенциалом.

О возможности генерации жидких УВ углями свидетельствуют многочисленные нефтепроявления в ряде угольных бассейнов. На шахте "имени XXII съезда КПСС" в горных выработках наблюдалось в течение семи лет выделение по 7-12 л/ч светло-коричневой нефтеподобной жидкости, на шахте "Чайкино" - по 60-80 л/ч, на шахте "Комсомолец" - по 200 л/ч жидких УВ (Донбасс). На ряде шахт Львовско-Волынского угольного бассейна многие трещины в породах и угле заполнены вязким смолистым веществом черного цвета, внешне напоминающим тяжелую нефть. По составу она резко отличается от нефтей Карпатского района, что свидетельствует о возможности ее угольного генезиса. В Кузбассе (около ст. Узунцы) в породах верхней перми

обнаружена темно-коричневая жидкость. В Байдаевском районе отмечается присутствие битумов и жидкой нефти в пластах ильинской свиты (шахты Байдаевская и Абашевская). Подобные нефтепроявления известны также в Печорском, Карагандинском, Ленском и других угольных бассейнах [Голицын, 1991]. Нефтепроявления приурочены обычно к угольным пластам, обогащенным лейптинитом. По мнению В.И.Савченко (1989), основным генератором жидких УВ на юго-востоке Днепровско-Донецкой впадины явились угли нижнего карбона, богатые липоидными компонентами.

Таким образом, существенные коррективы в образование жидких или газообразных УВ может внести мацеральный состав органического вещества. В.М.Thomas (1982) и D.G.Murchison (1991) считают, что различные мацералы ОВ вступают в генерационный процесс в разное время. Фюзинит еще в протокатагенезе начинает генерировать метан и легкие УВ, а в мезокатагенезе он продуцирует лишь газ. Витринит прекращает генерацию тяжелых УВ на грациях $МК_1^{1-2}$. Максимум генерации тяжелых УВ лейптинитом отмечается на грациях $МК_2$ - $МК_3^1$. При более высоком катагенезе все мацералы ОВ генерируют только газ.

В мезозойских нефтегазоносных отложениях Западной Сибири широко распространены угольные пласты. Наиболее угленасыщена тюменская свита юры, а также танопчинская и покурская (мел). Основные месторождения нефти и газа приурочены к трем горизонтам: верхам тюменской и васюганской свит (юра), мегионской и вартовской (нижний мел), покурской свите (нижний и верхний мел). При этом угленосные толщи обычно находятся ниже залежей нефти и газа. Угли представлены гумусовым и сапропелево-гумусовым материалом с повышенным содержанием витринита и лейптинита. М.В.Голицын с соавторами [Ископаемые угли..., 1994] полагают, что 1 трлн.т угля при содержании лейптинита всего 1% может генерировать до 10 млрд.т нефти. В углях и углистых включениях тюменской свиты Западной Сибири преобладают мацералы витринита, фюзинита и лейптинита. Г.И.Амурский с соавторами [Газообразование и..., 1978] предполагают, что ОВ витринит-фюзинитового состава в раннем катагенезе генерировало газообразные УВ, главным образом метан. С зонами распространения этого состава ОВ в нижне-среднеюрских отложениях совпадает нахождение газовых залежей (Березовский район). Органическое вещество преимущественно витринитового состава на более высоких грациях катагенеза ($МК_1^2$ - $МК_2$) генерировало газы с заметным содержанием гомологов метана и легких УВ. В тюменской свите отчетливо выделяются две зоны

развития газоконденсатонакопления, территориально совпадающие с областями распространения ОВ витринитового состава: Пудинский и Васюганский районы Томской области, центральная часть Тюменской. По-видимому, на более высоких градациях катагенеза витринитовое ОВ также будет генерировать в основном сухой газ метанового состава. ОВ витринит-лейптинитового состава преобразованное до градаций $МК_1^2$ - $МК_2$, дало начало нефтяным скоплениям. Площади развития подобного типа ОВ и связанные с ними зоны нефтенакопления в ниже-среднеюрских отложениях приурочены к Шаимскому району (Красноленинская зона) и Широтному Приобью.

Таким образом, при доминирующей роли процессов газообразования в угленосных толщах, не следует исключать возможность нефтеобразования в них. А.Э.Конторович и В.П.Данилова (1973) на материалах Западной Сибири показали, что генерация нефтяных УВ возможна также террагенным ОВ, но при более жестких термобарических условиях, чем аквагенным. Поэтому нередко угленосные и субугленосные толщи с террагенным ОВ, наряду с газовыми и газоконденсатными залежами содержат и чисто нефтяные (Франкенхольц в Германии, Ла-Машин во Франции, залежи свиты Мидленд в Англии, в некоторых формациях Скалистых гор и Предаппалачского бассейна). Нефтяные залежи, приуроченные к третичным отложениям бассейна Джиппсленд (Австралия) и пять китайских месторождений-гигантов генетически связаны с толщами, формировавшимися в обстановках от паралических до континентальных. Источником высоко парафинистой нефти месторождений Сарир (Ливия), Минас (Индонезия), Узень и Жетыбай (Казахстан), считаются органические остатки континентальных материнских отложений [Хэлбути, Кинг, Клеим, 1973]. Нефти сахалинских месторождений Катангли и Уйглекуты генетически связаны с дагинской угленосной толщей [Соловьев, 1960], а крупнейшая в Западной Сибири зона нефтенакопления на Красноленинском своде - с континентальными отложениями юры [Геология и..., 1995]. Из-за полифациальности континентальных толщ в них почти всегда присутствуют и, зачастую, в значительных количествах альгинит и лейптинит. Последний является компонентом алиновой природы, близким по химической структуре молекул аквагенному РОВ и вследствие этого обладающему высоким нефтематеринским потенциалом. Н.Б.Вассоевич (1972) считает, что если в угленосных отложениях встречаются залежи нефти, то они, вероятно, генетически связаны с мацералами лейптинита. Известны примеры и противоположного характера [Максимов, Ботнева, Мизулина, 1978], когда к толщам с

аквагенным ОВ приурочены в основном газовые залежи (подсолевые отложения Прикаспийской впадины; нижнепалеозойские Пермского бассейна США; мезозойские бассейна Огаден в Эфиопии).

Всем вышесказанным, в определенной степени можно объяснить приуроченность месторождений нефти или газа к толщам с ОВ того или иного генезиса. Однако формирование залежей УВ определяется не только генетическим типом исходного органического материала, но и уровнем его зрелости, условиями аккумуляции, миграции УВ и другими причинами, способными внести коррективы в распределение зон преимущественного нефте - или газонакопления. Поэтому нефтяные залежи встречаются в угленосных отложениях и, наоборот, газовые в морских толщах с аквагенным ОВ. Однако из сравнения различных бассейнов прослеживается, что в континентальных толщах с террагенным ОВ формируются в основном залежи газа, а в морских и прибрежно-морских с аквагенным ОВ - нефти.

Глава 4. КАТАГЕНЕЗ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ МЕЗОЗОЙСКИХ (ЮРА, ТРИАС) ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО МЕГАБАССЕЙНА

В главе 1 достаточно подробно изложены исследования по катагенезу органического вещества (ОВ) осадочных отложений Западно-Сибирского мегабассейна. Однако имеющиеся в ряде работ весьма детальные построения не всегда были обеспечены достаточным фактическим материалом, а градиентные расчеты приводили к существенному искажению уровня зрелости ОВ в юрской части разреза. Поэтому автором на большом фактическом материале существенно уточнены и детализированы имеющиеся до этого схемы. При этом учитывались также материалы других исследователей. Автором впервые составлена схема размещения фактического материала по уровню зрелости ОВ в кровле осадочных отложений триаса. Кроме того, построены схемы глубинной зональности катагенеза ОВ в мезозойских отложениях различных районов Западно-Сибирского мегабассейна.

4.1. Региональная зональность катагенеза органического вещества

4.1.1. Юрские отложения

Изучение катагенеза органического вещества юрских отложений Западно-Сибирского мегабассейна было начато довольно давно. В работах большинства исследователей содержатся сведения о катагенезе ОВ лишь отдельных районов. Региональные обобщения катагенеза ОВ в юрских отложениях проводились много лет назад А.Э.Конторовичем с соавторами [Нефтепроизводящие толщи..., 1967; Геохимия мезозойских..., 1971; Геология нефти..., 1975]. С того времени накоплен огромный фактический материал по уровню зрелости ОВ, интерпретация которого позволила существенно уточнить и детализировать выполненные ранее построения. Автором (при участии А.Э.Конторовича, В.О.Красавчикова, А.В.Истомина, О.Н.Погореловой и др.) на основе более 4000 замеров отражательной способности витринита, с применением математического моделирования и компьютерных технологий, построены схематические карты катагенеза ОВ для кровли и подошвы юрских отложений Западно-Сибирского мегабассейна. При этом учитывались данные по уровню зрелости ОВ сотрудников

СНИИГГиМС, ВНИГРИ, ИГИРГИ, ВНИИгеосистем, ВНИИгаз, ЗапСибНИГНИ. Для геологической датировки исследованных образцов использовались материалы монографии Б.Н.Шурыгина, Б.Л.Никитенко, В.П.Девятова и др. [Стратиграфия нефтегазоносных..., 2000].

Методика компьютерной обработки информации и построения схем катагенеза в юрских отложениях заключалась в следующем. Систематизация аналитического материала однозначно показала, что в Западно-Сибирском мегабассейне, как всегда при региональном статическом катагенезе, происходит увеличение уровня зрелости ОВ с глубиной. Зависимость величины отражательной способности витринита ($R_{\text{вт}}^0$) от глубины во всем интервале разреза (где имеется информация) с наименьшими погрешностями описывается трехпараметрическим уравнением: $R_{\text{вт}}^0 = A + B e^{0,001 C H}$, где H – абсолютная глубина точки отбора образца; A , B , C – параметры, оцениваемые методами нелинейного регрессионного анализа по выборке выполненных замеров $R_{\text{вт}}^0$. Анализ показал, что по значениям параметров A , B и C , т.е. по виду зависимости $R_{\text{вт}}^0 = f(H)$, вся территория Западно-Сибирского мегабассейна может быть разделена на отдельные блоки. В самой грубой схеме выделяются три основных группы блоков, согласующихся с тектоническим районированием фундамента по возрасту его консолидации. Первая группа пространственно практически совпадает с областью распространения добайкалит в Приенисейской части мегабассейна, а вторая – герцинитид (иногда каледонид). К первой относятся также отдельные блоки в Мансийской синеклизе, на Сургутском и Нижневартовском сводах. Блоки в пределах Мансийской синеклизы В.С.Сурков и О.Г.Жеро выделяют в Уват-Ханты-Мансийский срединный массив. Низкий температурный градиент и медленное нарастание катагенеза ОВ с глубиной в Приенисейской части Западно-Сибирского мегабассейна (А.Э.Конторович), а также вблизи Сургутского свода (Н.Н.Ростовцев, Э.Э.Фотиади, А.Э.Конторович), обращало на себя внимание с начала 60-х годов XX века. Третья группа блоков имеет линейно вытянутые или округлые формы. Первые из них тяготеют к областям расположения триасовых рифтов в фундаменте Западно-Сибирского мегабассейна (Уренгойско-Колтогорский и др.), а вторые – к крупным гранитным массивам (Межовский и др.), либо к некоторым флюидопроводящим разломам, например, к Шаимскому (Н.Н.Ростовцев, Э.Э.Фотиади, А.Э.Конторович). В этих блоках нарастание катагенеза с глубиной происходит наиболее интенсивно (рис. 29).

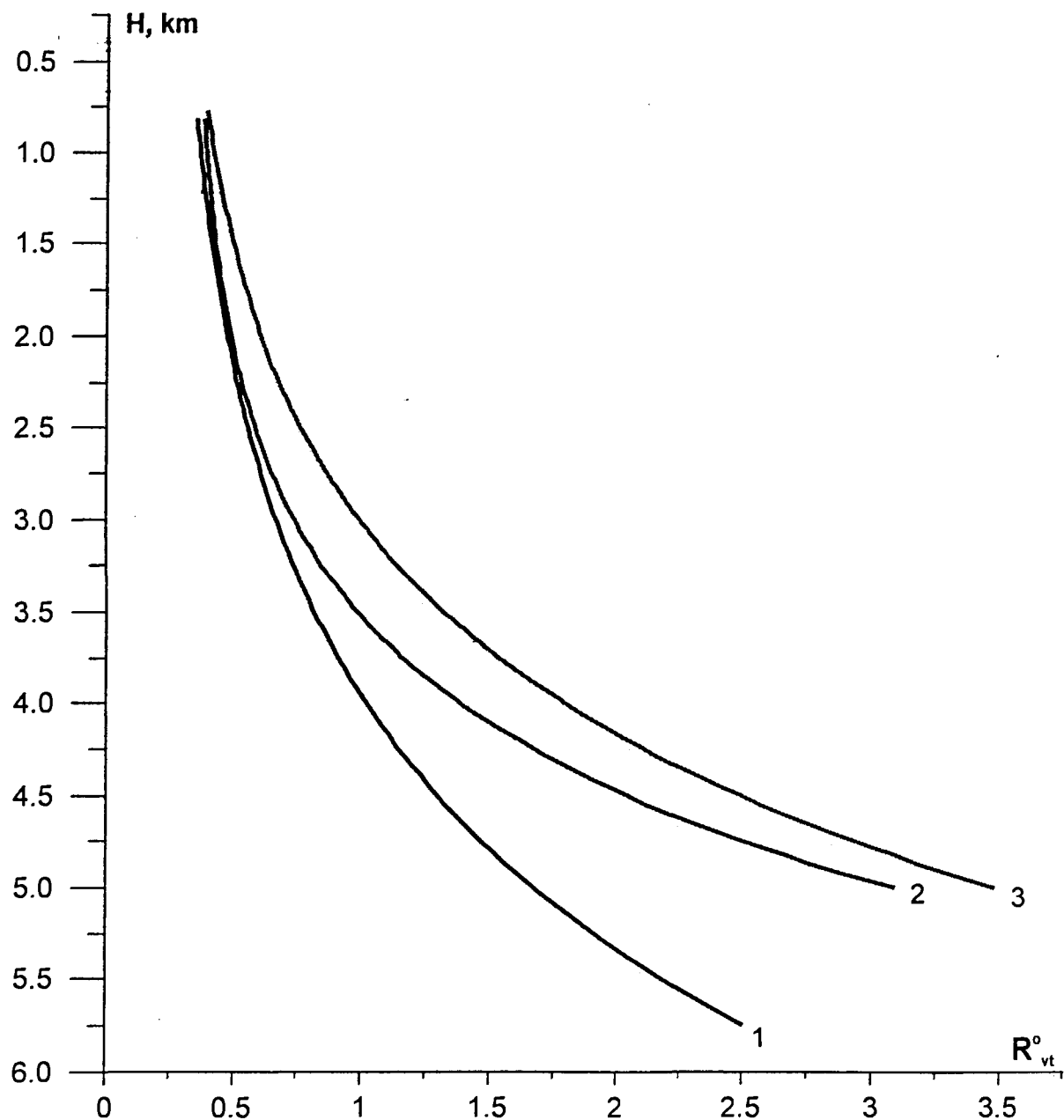


Рис. 29. Интенсивность изменения отражательной способности витринита (R°_{vt} , %) с глубиной (H, km) в мезозойских отложениях Западно-Сибирского мегабассейна в областях с разным возрастом консолидации фундамента (1- добайкальский; 2- герцинский, каледонский) и над гранитными массивами, флюидопроводящими разломами, триасовыми рифтами (3).

Знание зависимостей $R = f(h)$ и наличие электронных структурных карт по кровле и подошве юры, позволило рассчитать значения R^0_{vi} в узлах сеточной модели и построить карты изореспленд витринита. Затем по технологии В.О.Красавчикова (2002) осуществлялось сопряжение поверхностей вдоль границ отдельных крупных блоков. Это позволило выполнить требование непрерывности и гладкости пространственного распределения моделируемого параметра. Верификация результатов осуществлялась путем сопоставления расчетной и замеренной в образцах керна отражательной способности витринита. Установлено, что в 80% случаев отклонения расчетных значений R^0_{vi} от замеренных не превышает 0.1%. При этом замечено, что гистограмма значений ошибок имеет небольшой правый перекося, т.е. в 35% случаев замеренные величины оказались ниже расчетных и в 65% случаев – выше. Для пространственного ориентирования зон катагенеза на схему была нанесена тектоническая карта [Тектоническое строение..., 2001]. На отдельных участках с повышенным геотермическим градиентом и, соответственно, с аномально высоким уровнем зрелости ОВ, производилась ручная корректировка зон катагенеза. Такой комплексный подход позволил построить достаточно объективные схемы катагенеза ОВ для верхних и базальных горизонтов юры.

Ниже дано описание построенных по этой технологии схем катагенеза органического вещества в кровле и подошве юрских отложений.

Верхние горизонты юры

Отложения этого возраста вскрываются подавляющим большинством скважин, пробуренных на территории Западно-Сибирского мегабассейна. Верхнеюрские морские и озерные отложения (баженовская свита и ее аналоги) являются основными нефтепроизводящими толщами Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Изучение катагенеза ОВ в них представляет особый интерес для теории нафтидогенеза, поскольку здесь открыты многочисленные залежи углеводородов. Имеющиеся углепетрографические материалы свидетельствуют, что в этих отложениях уровень зрелости ОВ изменяется в пределах $ПК_3$ - $МК_3$ ² градаций (приложение 1).

Наименее преобразовано ОВ ($ПК_3$, R^0_{vi} -0.40-0.50%) на окраинах региона. Здесь пробурено небольшое количество скважин и зона протокатагенеза выделяется преимущественно по результатам математического моделирования. В южной части

Барабинско-Пихтовской мегамоноклизы (названия структур взяты из статьи «Тектоническое строение...», 2001) на Барабинской и Татьяновской площадях отражательная способность витринита (R_{vt}^0 -0.42-0.45%) свидетельствует о начале-середине градации ПК₃. Несколько сильнее изменено ОВ на Чачанской площади Тегульдетской мегагемисинеклизы (конец ПК₃, R_{vt}^0 -0.48%). К востоку катагенез ОВ уменьшается и на Касской площади Предъенисейской мегамоноклизы отвечает началу ПК₃ (R_{vt}^0 -0.40%). Зона протокатагенеза протягивается на север вдоль восточного обрамления мегабассейна. Здесь на Ажарминской, Корбыльской, Ванжильской, Северо-Лымбельской площадях установлен конец градации ПК₃ (R_{vt}^0 -0.45-0.48%). Низкая преобразованность ОВ в этом районе, по-видимому, связана с тем, что в прошлом здесь существовал довольно слабый геотермический режим. Эта тенденция сохраняется и в настоящее время. На участках пониженного катагенеза современные пластовые температуры значительно меньше (50-60⁰С), чем в соседних районах (80-100⁰С) с более высокой преобразованностью ОВ. Зона протокатагенеза протягивается на север и охватывает окраины Енисей-Хатангского мегапрогиба. На Нижнехетской площади Рассохинского мезовыступа отмечается середина ПК₃ (R_{vt}^0 -0.45%), а на Тайкинской, Зимней и Семеновской - переходное состояние между грациями ПК₃ и МК₁¹ (R_{vt}^0 -0.48-0.52%). Зона протокатагенеза продолжается в Предтаймырскую мегамоноклизу.

Градация ПК₃ охватывает значительную часть Тюменской мегамоноклизы (запад региона). Южнее Шаимского мегавыступа (Леушинская, Половинкинская площади) уровень зрелости ОВ отвечает концу ПК₃ (R_{vt}^0 -0.48%). Зона протокатагенеза выделяется в западной части Зауральской мегамоноклизы. Слабо измененное ОВ (начало ПК₃, R_{vt}^0 -0.41-0.43%) встречено на Пунгинской, Нарыкарской и Игримской площадях. Более высокий уровень зрелости ОВ (середина-конец ПК₃, R_{vt}^0 -0.45-0.49%) установлен на Шухтунгортской, Левобережной, Шеркалинской, Алешкинской, Лыхминской, Чуэльской и Березовской площадях. Судя по результатам математического моделирования, зона протокатагенеза продолжается на север до Пайхойско-Новоземельской мегамоноклизы.

В верхней юре наиболее широко развиты отложения с уровнем зрелости ОВ градации МК₁¹ (R_{vt}^0 -0.50-0.65%). На юге Северо-Межовской мегамоноклинали (Татарская, Дубровинская площади) преобразованность ОВ отвечает середине этой градации (R_{vt}^0 -0.56-0.60%). С той же интенсивностью изменено ОВ и севернее (Пахомовская, Раздельная, Бочкаревская, Чековская). Зона такого катагенеза почти

полностью охватывает Межовский структурный мегамыс и смежные участки (Тартасская, Витинская, Дедовская, Бергульская, Верхтарская, Майзасская, Еласская, Таволгинская, Львовская, Казанская), Лавровский наклонный мезовал (Солоновская, Кулгинская, Северо-Юлжавская, Водораздельная, Чагвинская и другие площади) и продолжается в юго-западную часть Нюрольской мегавпадины (Пешеходная, Игольская, Таловая, Карайская). От Лавровского мезовала градация $МК_1^I$ ($R_{\text{вт}}^0$ -0.57-0.64%) прослеживается на север, почти полностью охватывая Чузикско-Чижапскую мезоседловину (Калиновая, Пудинская, Тамбаевская, Чинжарская, Юбилейная, Сельвейкинская, Нюльгинская, Лугинецкая площади). Подобный уровень зрелости ОВ установлен и севернее (Соболиная, Кыкинская, Мыльджинская, Коленсальская).

Преобразованность ОВ середины градации $МК_1^I$ ($R_{\text{вт}}^0$ -0.57-0.59%) выявлена в северной части Парабельского наклонного мегавала (Колпашевская, Верхнекарзинская, Басмасовская, Калчанская). Начало этой градации ($R_{\text{вт}}^0$ -0.53-0.55%) зафиксировано на Сенькинской и Парабельской площадях, а на Северо-Сильгинской, Каргинской - конец $МК_1^I$ ($R_{\text{вт}}^0$ -0.59-0.64%). Зона градации $МК_1^I$ ($R_{\text{вт}}^0$ -0.57-0.64%) продолжается на север, охватывая значительную часть Северо-Парабельской мегамоноклинали (Кочебиловская, Каргасокская, Тибинакская, Тростниковая площади). С той же интенсивностью изменено ОВ на юге Зайкинской мезоседловины (Северо-Колпашевская) и Пайдугинского мегавала (Куржинская). К северу катагенез ослабевает и на Береговой, Семиречной площадях не превышает начала-середины $МК_1^I$ ($R_{\text{вт}}^0$ -0.52-0.57%).

Преобразованность ОВ середины этой градации ($R_{\text{вт}}^0$ -0.57-0.59%) охватывает полностью Восточно-Пайдугинскую мегавпадину и Владимировский структурный мегамыс (Няргинская, Мартовская, Еланская, Вездеходная). С той же интенсивностью изменено ОВ на юге Куржинской гряды (Лебяжья, Западная, Громовская, Кананакская площади). Зона градации $МК_1^I$ продолжается на Пылькарминский мегавал. В центре структуры (Пульсецкая, Чимулякская, Малочимулякская, Сибкраевская) ОВ преобразовано до середины $МК_1^I$ ($R_{\text{вт}}^0$ -0.56-0.57%), а на севере (Пылькарминская, Кулынъингольская) - до начала этой градации ($R_{\text{вт}}^0$ -0.50-0.51%). Зона $МК_1^I$ полностью охватывает Караминскую мегаседловину. На севере структуры (Котыгъеганская, Ларьякская площади) ОВ преобразовано до начала этой градации ($R_{\text{вт}}^0$ -0.52-0.54%). К югу (Эмторская, Линейная, Тунгольская, Траверсная, Киевъеганская) уровень зрелости ОВ увеличивается до середины $МК_1^I$ ($R_{\text{вт}}^0$ -0.56-0.59%). Далее в этом направлении продолжается усиление катагенеза и на Никольской, Толпаровской, Мурасовской,

Чкаловской, Трассовой площадях Усть-Тымской мегавпадины отмечается конец $МК_1^1$ ($R_{\text{vt}}^0-0.59-0.64\%$).

Зона градации $МК_1^1$ охватывает значительную часть Александровского свода. На юге (Назинская, Чапаевская, Кондаковская, Чебачья) уровень зрелости ОВ отвечает концу $МК_1^1$ ($R_{\text{vt}}^0-0.60-0.64\%$), а на востоке (Люкпайская, Вартовская, Мыгытынская) - середине этой градации ($R_{\text{vt}}^0-0.55-0.59\%$). В центре свода (Вахская, Поисковая) катагенез не превышает начала $МК_1^1$ ($R_{\text{vt}}^0-0.51-0.52\%$). В западном направлении по мере приближения к Колтогорскому мезопрогибу преобразованность ОВ усиливается и на Проточной, Надеждинской, Южно-Охтеурьевской, Северной площадях достигает конца этой градации ($R_{\text{vt}}^0-0.60-0.64\%$). Середина $МК_1^1$ зафиксирована севернее Александровского свода (Хохряковская, Пермьяковская, Южно-Эниторская, Эниторская).

Градации $МК_1^1$ охватывает значительную часть Красноселькупской моноклизы. На юге структуры (Северо-Хохряковская, Верхнеколикъеганская, Сабунская, Восточно-Сабунская, Северо-Сабунская, Приозерная площади) уровень зрелости ОВ отвечает середине этой градации ($R_{\text{vt}}^0-0.57-0.59\%$). Близкая преобразованность ОВ ($R_{\text{vt}}^0-0.56-0.62\%$) отмечается и восточнее (Кысьеганская, Верхнекаралькинская, Южно-Ширтовская). К северу катагенез усиливается и на Верхнетолькинской, Северо-Толькинской, Кыпакынской, Ютырмальской, Верхнечасельской, Новочасельской и Красноселькупской площадях достигает конца $МК_1^1$ ($R_{\text{vt}}^0-0.60-0.64\%$). Эта зона продолжается на север к Енисей-Хатангскому мегапрогибу. Здесь на Сузунской площади Долгонской мезомоноклинали уровень зрелости ОВ отвечает середине $МК_1^1$ ($R_{\text{vt}}^0-0.57-0.59\%$). К северу катагенез нарастает и на Горчинской, Соленинской, Мессояхской площадях Усть-Портовского межавыступа достигает конца $МК_1^1$ ($R_{\text{vt}}^0-0.60-0.64\%$). С той же интенсивностью изменено ОВ на Ушаковской, Турковской, Пеляткинской, Паютской и Озерной площадях Северо-Мессояхской мегамоноклинали. На юге Предтаймырской мегамоноклинали (Хабейская) катагенез отвечает началу $МК_1^1$ ($R_{\text{vt}}^0-0.55\%$).

Эта зона (начало $МК_1^1$, $R_{\text{vt}}^0-0.50-0.55\%$) почти полностью охватывает Красноленинскую мегамоноклизу (Омская, Новолюбинская, Саргатская площади) и юго-восток Тюменской (Малиновская, Викуловская, Михайловская, Тобольская, Согринская). Близкий уровень зрелости ОВ установлен на юге Муромцевско-Седельниковского наклонного мегапрогиба (Большереченская, Новологиновская, Никольская). К северу преобразованность ОВ нарастает и на Ивановской, Баженовской, Нововасильевской площадях Пологрудинского мегавала отвечает середине $МК_1^1$ (R_{vt}^0-

0.57-0.59%). Локальное усиление катагенеза отмечается на севере мегавала (Тайтымская), где ОВ достигло конца $МК_1^1$ (R_{vt}^0 -0.62%). Западнее мегавала (Наталинская, Тевризская площади) зафиксирована середина градации $МК_1^1$ (R_{vt}^0 -0.59%), а на Нагорненской - конец $МК_1^1$ (R_{vt}^0 -0.63%). Зона такого катагенеза протягивается дальше на восток и в южной части Верхневасюганской антеклизы (Баклянская) отвечает середине $МК_1^1$ (R_{vt}^0 -0.57%). К северу катагенез ОВ нарастает и на Айсазской, Сапрыкинской, Ягыльяхской площадях достигает конца этой градации (R_{vt}^0 -0.62-0.64%). С той же интенсивностью изменено ОВ на Туйской, Усть-Тегусской, Заозерной площадях Верхнедемьянского мегавала, а на Когитской, Густореченской и Урненской уровень зрелости ОВ не превышает середины $МК_1^1$ (R_{vt}^0 -0.55-0.58%). Аналогичный катагенез ОВ установлен на Травяной, Новоютымской, Тайлаковской, Айкурусской, Полуныхской, Мултановской площадях Северо-Демьянской мегамоноклинали. Локальное усиление катагенеза отмечается на Северо-Ютымской площади (конец $МК_1^1$, R_{vt}^0 -0.62%).

Эта зона продолжается на восток, где на Карандашевой, Западно-Крапивинской площадях фиксируется середина $МК_1^1$ (R_{vt}^0 -0.57-0.59%). Далее в этом направлении катагенез нарастает и на Крапивинской, Мелимовской, Моисеевской, Южно-Моисеевской площадях достигает конца $МК_1^1$ (R_{vt}^0 -0.62-0.64%). На значительной части Каймысовского свода ОВ преобразовано в пределах градации $МК_1^1$. На Шахматной, Нововасюганской, Оленьей площадях уровень зрелости ОВ отвечает середине $МК_1^1$ (R_{vt}^0 -0.55-0.59%), а на Волковской, Коимлыхской, Верховой, Махнинской, Весенней, Аэросейсмической - концу этой градации (R_{vt}^0 -0.60-0.65%). Градация $МК_1^1$ продолжается в Ледянскую мезоседловину, где на Нерумской, Ледовой, Медвежьей, Матюшкинской, Приколтогорской, Верхнеколтогорской, Квартовой, Хвойной площадях уровень зрелости ОВ отвечает середине-концу этой градации (R_{vt}^0 -0.59-0.62%). Близкий катагенез (R_{vt}^0 -0.55-0.64%) установлен в восточной части Нижневартовского свода (Комсомольская, Захарютинская, Аленкинская, Южно-Соснинская, Советская, Стрежевая, Малореченская, Медведевская). Зона подобной преобразованности ОВ продолжается на северо-запад, охватывая ряд площадей Нижневартовского свода (Нижневартовская, Ватинская, Самотлорская, Рубиновая, Мегионская, Черногорская, Южно-Аганская, Чумпаская, Урьевская, Аганская, Малоаганская). К востоку (Сенчинская, Ларьеганская, Сороминская) катагенез ослабевает и не превышает начала градации $МК_1^1$ (R_{vt}^0 -0.50-0.55%). Подобный уровень зрелости ОВ зафиксирован на ряде

площадей Варьеганско-Тагринского мегавыступа (Ершова, Гуньеганская, Щучья, Егурьяхская, Новомолодежная, Айеганская, Ваньеганская).

Зона градации $МК_1^1$ почти полностью охватывает Хантейскую гемиянтеклизу. На юго-востоке этой структуры (Нежданная, Сутлымкинская, Агатова) преобразованность ОВ отвечает середине $МК_1^1$ ($R_{vt}^0 - 0.58\%$). К северу уровень зрелости ОВ усиливается и на Ореховской, Северо-Ореховской, Островной, Ермаковской, Былинной, Покурской, Северо-Нивагальской площадях достигает конца этой градации ($R_{vt}^0 - 0.63-0.65\%$). Некоторое ослабление катагенеза (середина $МК_1^1$, $R_{vt}^0 - 0.57-0.60\%$) отмечается на Локосовской и Чумпасской площадях. Наиболее низкий уровень зрелости ОВ в Хантейской гемиянтеклизе зафиксирован на Западно-Покомасовской площади (начало $МК_1^1$, $R_{vt}^0 - 0.50\%$).

На большинстве площадей Сургутского свода (Тончинская, Лянторская, Алехинская, Сургутская, Западно-Сургутская, Быстринская, Дунаевская, Федоровская) уровень зрелости ОВ отвечает середине $МК_1^1$ ($R_{vt}^0 - 0.56-0.60\%$). Несколько сильнее изменено ОВ на Восточно-Сургутской и Еловой площадях (конец $МК_1^1$, $R_{vt}^0 - 0.62-0.64\%$). На юге свода (Солкинская, Усть-Балыкская) преобразованность ОВ ниже (начало $МК_1^1$, $R_{vt}^0 - 0.50-0.55\%$). Западнее свода (Маслиховская, Тундринская, Южно-Алехинская, Верхнеламинская) ОВ преобразовано до середины $МК_1^1$ ($R_{vt}^0 - 0.58-0.59\%$). Зона этой градации (середина-конец $МК_1^1$, $R_{vt}^0 - 0.57-0.63\%$) продолжается на юг и охватывает ряд площадей Мансийской синеклизы (Восточно-Правдинская, Тепловская, Западно-Тепловская, Западно-Каркатеевская). С той же интенсивностью изменено ОВ на Ефремовской, Лульяхской, Асомкинской, Западно-Асомкинской и Среднеасомкинской площадях Юганской мегавпадины.

Преобразованность ОВ градации $МК_1^1$ охватывает практически весь Среднетобольский наклонный мегапрогиб. В его восточной части (Пихтовая, Западно-Пихтовая, Демьянская, Восточно-Демьянская) уровень зрелости ОВ достигает конца $МК_1^1$ ($R_{vt}^0 - 0.62-0.63\%$). К западной окраине мегапрогиба катагенез ослабевает и на Зимней площади не превышает середины $МК_1^1$ ($R_{vt}^0 - 0.58-0.59\%$). Далее в этом направлении продолжается снижение катагенеза и на Кальчинской, Уватской площадях Красноленинской мегамоноклизы фиксируется начало этой градации ($R_{vt}^0 - 0.55\%$). К северу преобразованность ОВ усиливается и на Эргинской, Кашатской площадях фиксируется середина $МК_1^1$ ($R_{vt}^0 - 0.58-0.59\%$). Далее к северу продолжается рост уровня зрелости ОВ и на Фроловской, Западно-Фроловской, Хантымансийской площадях

достигает конца $МК_1^1$ ($R_{vt}^0-0.60-0.65\%$). С той же интенсивностью изменено ОВ на Онтохской, Молодежной, Южно-Талинской, Поттымской, Яхлинской, Сосновомысской, Малоатлымской и Кубовой площадях Красноленинского свода. К западу катагенез ослабевает и на Талинской, Тугровской площадях отвечает середине $МК_1^1$ ($R_{vt}^0-0.57\%$).

Довольно детально изучен уровень зрелости ОВ в Шаимском нефтеносном районе, где большинство пробуренных скважин вскрывают юрские отложения. Полученные нами данные по 32 локальным структурам свидетельствуют о преобразованности ОВ градации $МК_1^1$. Здесь на Мулымьинской, Назаровской, Среднемулымьинской, Мортимья-Тетеревской, Шаимской, Филипповской, Северо-Даниловской, Сыморьяхской, Галлейской и других площадях уровень зрелости ОВ отвечает началу $МК_1^1$ ($R_{vt}^0-0.50-0.52\%$), а на Трехозерной, Пулытьинской, Кетлохской, Тультьяхской, Толумской, Узбекской, Славинской, Лазаревской, Усть-Иусской, Андреевской - началу-середине этой градации ($R_{vt}^0-0.55-0.59\%$). На некоторых локальных структурах (Верхнесупринская, Ловинская, Западно-Ловинская, Верхнелемьинская, Лемьинская, Даниловская) фиксируется переходное состояние между градациями $ПК_3$ и $МК_1^1$ ($R_{vt}^0-0.49-0.52\%$). На схеме катагенеза эти площади отнесены к зоне градации $МК_1^1$.

Начало градации $МК_1^1$ ($R_{vt}^0-0.55-0.57\%$) установлено севернее Шаимского мегавыступа (Сотэюганская, Нергинская площади). Более преобразовано ОВ (конец $МК_1^1$, $R_{vt}^0-0.60-0.64\%$) восточнее Красноленинского свода (Средненазымская, Сынъеганская, Емангальская, Тартасинская, Апрельская). Севернее катагенез ослабевает и на Южно-Ольховской, Верхненазымской, Ольховской площадях отвечает середине $МК_1^1$ ($R_{vt}^0-0.58-0.59\%$). Дальше в этом направлении уровень зрелости ОВ нарастает и на Помутской, Казымской, Амнинской площадях достигает конца этой градации ($R_{vt}^0-0.60-0.64\%$).

Зона градации $МК_1^1$ по западной окраине мегабассейна продолжается дальше на север, где на Полуйской, Танопчинской площадях фиксируется начало $МК_1^1$ ($R_{vt}^0-0.50-0.52\%$). К востоку катагенез ОВ усиливается (Ярудейская, Шугинская) и достигает конца $МК_1^1$ ($R_{vt}^0-0.60-0.65\%$). Начало $МК_1^1$ ($R_{vt}^0-0.50\%$) установлено на юге Пайхойско-Новоземельской мегамоноклизы (Сюнайсагинская площадь). В северном направлении (Верхнереченская, Западно-Яротинская) катагенез несколько усиливается, хотя и не превышает начала $МК_1^1$ ($R_{vt}^0-0.55-0.56\%$). К востоку преобразованность ОВ нарастает и на Новопортовской, Восточно-Новопортовской, Малоямальской площадях достигает середины этой градации ($R_{vt}^0-0.57-0.60\%$). Результаты математического моделирования

свидетельствуют, что зона градации $МК_1^1$ продолжается дальше на север Пайхойско-Новоземельской мегамоноклизы.

Преобразованность ОВ градации $МК_1^2$ широко развита на территории мегабассейна, но преимущественно в центральных и северных районах. В южной части Красноленинской мегамоноклизы начало $МК_1^2$ ($R_{вт}^0-0.67\%$) установлено на Нижнеомской площади. Сильнее преобразовано ОВ на Журавлевской (конец $МК_1^2$, $R_{вт}^0-0.80\%$). Небольшой участок градации $МК_1^2$ ($R_{вт}^0-0.76\%$) выделяется на юге Колтогорско-Нюрольского желоба (Воробьевская). В некоторых скважинах Сергеевской и Орловской площадей ОВ достигло конца $МК_1^2$ – начала $МК_2$ ($R_{вт}^0-0.80-0.85\%$). Начало $МК_1^2$ ($R_{вт}^0-0.67\%$) зафиксировано в южной части Межовского структурного мегамиаса (Новотроицкая, Пограничная). Сильнее изменено ОВ на Пешковской площади (конец $МК_1^2$, $R_{вт}^0-0.83\%$). Зона градации $МК_1^2$ узкой полосой продолжается на север Калгачского наклонного мегавала (Болтная, Олимпийская), где установлена середина $МК_1^2$ ($R_{вт}^0-0.74-0.76\%$). Начало $МК_1^2$ ($R_{вт}^0-0.67-0.70\%$) зафиксировано на Сомовской, Верхнекомбарской, Горелоярской и Армичской площадях Горелоярского куполовидного поднятия. Аналогичный катагенез ($R_{вт}^0-0.66-0.72\%$) выявлен на юго-западе Парабельского наклонного мегавала (Ельцовская, Белоярская, Восточно-Белоярская, Западно-Сильгинская, Крыловская, Западно-Крыловская, Поскоевская), юге Северо-Парабельской мегамоноклинали (Ясная, Лысогорская, Ступенчатая, Ураловская, Лымжинская, Передовая, Головная). Сильнее изменено ОВ на Рабочей и Торцовой площадях. На первой установлена середина $МК_1^2$ ($R_{вт}^0-0.76\%$), а на второй переходное состояние между грациями $МК_1^2$ и $МК_2$ ($R_{вт}^0-0.85\%$). Середина $МК_1^2$ ($R_{вт}^0-0.70-0.76\%$) зафиксирована на Можанской, Вертолетной и Чунжельской площадях Усть-Тымской мегавпадины.

Зона градации $МК_1^2$ ($R_{вт}^0-0.67-0.78\%$) занимает значительный участок Колтогорско-Нюрольского желоба (Майская, Налимья, Поньжевая, Федюшкинская, Поселковая, Куланская, Тамрадская, Речная, Фестивальная, Южно-Фестивальная, Северо-Фестивальная, Еллекогальская, Угольная). К северу эта зона продолжается в Черемшанскую мезоседловину, где на Верхнезаячьей, Глухариной, Пионерской, Южно-Пионерской, Южно-Ельцовской, Южно-Черемшанской, Черемшанской площадях фиксируется середина-конец градации $МК_1^2$ ($R_{вт}^0-0.73-0.82\%$). По мере удаления от Уренгойского желоба катагенез ослабевает и на Дуклинской, Первомайской, Катильгинской, Озерной, Столбовой площадях Каймысовского свода не превышает

начала этой градации ($R^0_{vt}-0.66-0.71\%$). Аналогичный уровень зрелости ОВ отмечается на Южно-Юганской и Южно-Ледяной площадях Ледянской мезоседловины. Преобразованность ОВ градации MK_1^2 установлена в южной части Александровского свода, где на Полонской, Полуденной, Кульеганской, Колтогорской Южно-Колтогорской и Александровской площадях фиксируется начало-середина ($R^0_{vt}-0.67-0.76\%$), а на Южной и Ильяжской - конец этой градации ($R^0_{vt}-0.81-0.84\%$). С юга свода эта зона протягивается на север до Воскресенской и Коликъеганской площадей (начало MK_1^2 , $R^0_{vt}-0.70\%$).

Крупный массив пород с преобразованностью ОВ этой градации выделяется в Мансийской синеклизе. Начало MK_1^2 ($R^0_{vt}-0.66-0.72\%$) зафиксировано на востоке этой структуры (Западно-Фаинская, Мултановская, Угутская, Мамонтовская, Энтельская, Юганская, Северо-Чупальская, Крючковская, Восточно-Правдинская, Версигыйская) и в смежных районах Хантейской гемиантеклизы (Северо-Островная, Малоюганская, Ачимовская, Южно-Сургутская площади). К западу катагенез нарастает и на Заболотной, Западно-Угутской, Малобалыкской, Среднебалыкской, Западной, Киевской, Среднешапшинской, Лемпинской, Верхнешапшинской, Приразломной и Западно-Салымской площадях достигает середины-конца MK_1^2 ($R^0_{vt}-0.76-0.80\%$). С той же интенсивностью ($R^0_{vt}-0.80-0.83\%$) изменено ОВ на севере Мансийской синеклизы (Приобская, Салымская, Горшковская, Тундринская). Локальный участок с уровнем зрелости ОВ начала-середины градации MK_1^2 ($R^0_{vt}-0.65-0.77\%$) выделяется в Красноленинской мегамоноклизе (Галяновская, Южно-Галяновская, Елизаровская, Ингинская, Емьеговская, Сосновомысская площади).

Градация MK_1^2 широко развита в южных и центральных районах Ямало-Ненецкого автономного округа. На большинстве площадей Среднепурского наклонного мегажелоба (Саемтахская, Бахиловская, Тагринская, Западно-Тагринская, Северо-Тагринская, Стахановская, Иохтурская, Южно-Таркосалинская, Западно-Харампурская, Ханчейская), Восточно-Пурской мегамоноклинали (Холмистая, Равнинная, Нярыльская, Харампурская, Тэрэльская) преобразованность ОВ отвечает середине этой градации ($R^0_{vt}-0.70-0.80\%$). Несколько сильнее изменено ОВ (середина-конец MK_1^2 , $R^0_{vt}-0.76-0.84\%$) в Среднепурском наклонном мегапрогибе (Усть-Харампурская, Айваседопурская, Тарасовская, Сензянская, Южно-Пырейная, Усть-Ямсовейская, Геологическая, Северо-Часельская) и Большехетской мегасинеклизе (Ярояхинская, Заполярная, Тазовская,

Восточно-Тазовская, Русскореченская). В восточном направлении катагенез ОБ ослабевает и на Термокарстовой, Черничной, Дивной, Южно-Сидоровской площадях не превышает начала $МК_1^2$ ($R_{\text{вг}}^0$ –0.67-0.73%). Эта зона охватывает окраины Тазовского структурного мегазалива и полностью Восточно-Тазовскую мезомоноклираль. Начало градации $МК_1^2$ ($R_{\text{вг}}^0$ –0.65-0.68%) зафиксировано на Тагульской и Лодочной площадях Тагульского мезомыса. Зона этой градации (конец $МК_1^2$, $R_{\text{вг}}^0$ –0.82-0.84%) выделяется на западе Енисей-Хатангского мегапрогиба (Яровская, Пайяхская, Нанадьянская). Существенно ниже катагенез на Аномальной и Дерябинской площадях (начало-середина $МК_1^2$, $R_{\text{вг}}^0$ –0.67-0.72%). Результаты математического моделирования свидетельствует, что эта зона продолжается на север, охватывая Гыданский и Северо-Гыданский межавыступы, Среднегыданский межаврез и другие структуры.

Градации $МК_1^2$ широко развита в Южно-Надымской мегамоноклизе. На юго-востоке структуры (Северо-Тагринская, Ярайнерская, Северо-Вэнгапуровская, Новогодняя, Етыпурская, Вэнгаяхинская, Южно-Сардаковская, Пограничная, Усть-Котухтинская, Большекотухтинская, Ватъеганская площади) уровень зрелости ОБ отвечает середине-концу $МК_1^2$ ($R_{\text{вг}}^0$ –0.73-0.83%). Начало $МК_1^2$ ($R_{\text{вг}}^0$ –0.68-0.73%) установлено на значительной части Пякупурско-Ампутинского наклонного мегапрогиба (Выинтойская, Западно-Новогодняя, Ортъягунская, Ноябрьская, Западно-Вэнгапакутинская). Эта зона (середина $МК_1^2$, $R_{\text{вг}}^0$ –0.73-0.78%) продолжается на север и полностью охватывает Северный свод (Новопурпейская, Муравленковская, Комсомольская, Западно-Пурпейская, Тыдеяхская, Губкинская, Ярэйская, Северо-Губкинская, Ямсовейская, Юбилейная).

В центре Южно-Надымской мегамоноклизы (Холмогорская, Итурская, Северо-Кочевская, Коллективная, Соимлыхская, Южно-Пякутинская, Восточно-Пякутинская, Крайняя, Сугмутская, Романовская, Умсейская) уровень зрелости ОБ отвечает середине $МК_1^2$ ($R_{\text{вг}}^0$ – 0.74-0.78%). К западу катагенез ослабевает и на Западно-Надымской, Западно-Перевальной, Южно-Инучинской, Ньюдеяхской, Пякутинской, Малопякутинской, Июльской, Нижнесортимской площадях не превышает начала $МК_1^2$ ($R_{\text{вг}}^0$ –0.67-0.73%). Аналогичный уровень зрелости ОБ установлен на севере мегамоноклизы (Лунгорская, Верхнелунгорская, Южно-Хулымская, Среднекиртыгорская, Восточно-Лакьюганская, Нгарская). Зона градации $МК_1^2$ охватывает южную часть Надымской гемисинеклизы, где на Малохеттинской,

Хеттинской, Северо-Соколиной, Хойтаркинской, Самородской, Западно-Луцевянской площадях ОВ преобразовано до конца этой градации ($R^0_{\text{VI}} - 0.77-0.84\%$). С той же интенсивностью изменено ОВ на Медвежье-Нугинском наклонном мегавале (Западно-Медвежья, Медвежья, Кушелевская, Сандибинская, Дельтовая, Лензитская, Ныдинская, Северо-Ныдинская, Танусалинская). Эта зона продолжается на север, охватывая значительную часть Восточно-Пайхойской моноклизы (Нурминская, Среднеямальская, Остромысовская, Нерстинская, Бованенковская). Небольшой участок градации $МК_1^2$ выделяется на Северо-Тамбейском мезовале и Южно-Тамбейском куполовидном мезоподнятии.

Преобразованность ОВ градации $МК_2$ выявлена преимущественно в северных районах мегабассейна. Причем, встречаются участки, на которых $МК_2$ зафиксирована в пределах только одной разведочной площади, а есть более крупные блоки, охватывающие несколько структур первого порядка. Крупный массив пород с подобным катагенезом выделяется на северо-западе Надымской гемисинеклизы (Марьинская, Восточно-Халыквинская, Хейгинская, Кушелевская площади). С той же интенсивностью изменено ОВ по бортам Верхнетанловской мегавпадины (Пангодинская, Падинская) и на юго-западе Большехетской мегасинеклизы (Юбилейная, Восточно-Медвежья). В северном направлении уровень зрелости ОВ увеличивается и на большинстве разведочных площадей Нерутинской мегавпадины (Южно-Песцовая, Верхнеаркатабьяхинская, Табьяхатаркинская, Харусединская и другие) фиксируется конец $МК_2$ ($R^0_{\text{VI}} - 1.00-1.15\%$). Слабее изменено ОВ (середина $МК_2$, $R^0_{\text{VI}} - 0.97-1.05\%$) в западной (Песцовая, Северо-Ныдинская, Нижнехадьтинская, Харвутинская, Южно-Харвутинская, Южно-Ямбургская, Ямбургская) и центральной частях Большехетской мегасинеклизы (Северо-Уренгойская, Епьяхинская, Тояхская, Весеннегородская, Пиричейская, Едейская, Западно-Табьяхинская, Табьяхинская, Самбургская, Дальняя, Непонятная, Северо-Есетинская, Есетинская, Салекаптская). К югу преобразованность ОВ уменьшается и на Хайяхинской, Новоуренгойской, Восточно-Уренгойской, Уренгойской, Евояхинской, Тюменской (ТСГ-6) площадях не превышает начала $МК_2$ ($R^0_{\text{VI}} - 0.87-0.95\%$). Локальные участки такого катагенеза выделяются на Юрхаровской и Находкинской площадях. В некоторых скважинах Южно-Ярайнерской и Етыпурской площадей Ярайнерско-Етыпурского мезопрогиба ОВ преобразовано до начала градации $МК_2$ ($R^0_{\text{VI}} - 0.90-0.94\%$).

Крупный блок пород с подобной преобразованностью ОВ установлен в восточной части Северо-Тазовской мегавпадины и на смежных территориях (Перекатная, Южно-Мессояхская, Хальмерпаютинская, Туколандо-Вадинская). С той же интенсивностью изменено ОВ на востоке Антипаютинско-Тадебеяхинской мегасинеклизы (Среднемессояхская, Антипаютинская, Тотаяхинская, Новолунная, Гыданская, Южно-Явайская площади). Два крупных участка с уровнем зрелости ОВ середины градации МК₂ выделены в Енисейской мегавпадине и Агапском мегапрогибе. Преобразованность ОВ начала градации МК₂ ($R^0_{\text{vt}} - 0.86-0.92\%$) зафиксирована на большинстве площадей Восточно-Пайхойской моноклизы (Каменномысская, Нулмуяхинская, Хамбате́йская, Арктическая, Нейтинская, Крузенштерновская, Харатская, Харасавэйская), Бованенковско-Нурминского наклонного мегавала (Восточно-Бованенковская, Верхнетиутейская, Западно-Сеяхинская, Южно-Тамбейская, Западно-Тамбейская). Эта зона продолжается на восток, охватывая часть Тадебеяхинского мегапрогиба.

Относительно крупные участки такого катагенеза (начало МК₂, $R^0_{\text{vt}}-0.85-0.94\%$) выявлены в Колтогорско-Нюрольском желобе (Кузырская, Глуховская, Северо-Черталинская, Сергеевская, Орловская площади), Мансийской синеклизе (Верхнесалымская, Восточно-Салымская, Малосалымская, Салымская, Северо-Салымская, Нижнешапшинская, Удачная). Сильнее изменено ОВ в центре Красноленинского свода одноименной мегамоноклизы, где на Каменной, Айторской, Пальяновской и Лебяжьей площадях отмечается начало-середина МК₂ ($R^0_{\text{vt}}-0.90-1.05\%$).

Преобразованность ОВ градации МК₃¹ установлена лишь на территории Ямало-Ненецкого автономного округа. Крупный участок с уровнем зрелости ОВ начала МК₃¹ ($R^0_{\text{vt}}-1.15-1.17\%$) выделяется в северной части Надымской гемисинеклизы (Надымская, Марьинская). Аналогичный катагенез зафиксирован в центре Верхнетанловской и на западе Северо-Тазовской мегавпадин. К северу преобразованность ОВ усиливается и на Парусовой, Семаковской площадях Большехетской мегасинеклизы отвечает середине МК₃¹ ($R^0_{\text{vt}}-1.30-1.37\%$), а на Трехбугорной, Восточно-Бугорной, Солетской, Утренней, Штормовой площадях Восточно-Пайхойской моноклизы - концу этой градации ($R^0_{\text{vt}}-1.44-1.55\%$). Значительную территорию эта зона катагенеза занимает в Карской мегасинеклизе и смежных участках (Пяседайская, Леоновская, Малыгинская, Северо-Малыгинская, Тарминская площади), где фиксируется конец МК₃¹ – начало МК₃² ($R^0_{\text{vt}}-1.50-1.61\%$). По результатам математического моделирования уровень зрелости ОВ градации МК₃¹ предполагается в восточной части Агапского мегапрогиба.

Преобразованность ОВ градации $МК_3^2$ выявлена на небольших участках на севере Большехетской мегасинеклизы, востоке Яптиксалинской мегавпадины и Тадебяхинского мегапрогиба, по окраинам Карской мегавпадины. Судя по результатам математического моделирования, в центре Карской мегавпадины уровень зрелости ОВ достигает начала апокатагенеза (градация $АК_1$).

Базальные горизонты юры

До недавнего времени базальные горизонты платформенного чехла Западной Сибири, представленные континентальными отложениями нижней-средней юры, считались малоперспективными для обнаружения скоплений нефти. Это обосновывалось, с одной стороны, отсутствием толщ с хорошими коллекторскими свойствами, с другой - террагенным составом ОВ, по общепринятому мнению, неблагоприятным для генерации нефтяных УВ. Считалось, что эти толщи могут представлять интерес только для поисков залежей газа. Однако открытие на западе региона в этих отложениях крупных нефтяных месторождений (Талинская зона) внесло существенные коррективы в оценку перспектив их нефтегазоносности. Поэтому изучение катагенеза ОВ этих толщ весьма актуально.

В базальных горизонтах юры уровень зрелости ОВ несколько выше, чем в кровле и варьирует в пределах градаций $ПК_3$ - $АК_3$ (приложение 2). В подошве юрских отложений, также как и в кровле, зона протокатагенеза выделяется по окраинам мегабассейна, но занимает меньшие площади. Поскольку на этой территории имеется ограниченное количество скважин, вскрывших базальные горизонты юры, то зона протокатагенеза предполагается здесь в основном по результатам математического моделирования. Она занимает значительную часть Барабинско-Пихтовской мегамоноклизы, где на Татьяновской площади отражательная способность витринита отвечает концу $ПК_3$ – началу $МК_1^1$ ($R_{\text{в}}^0$ -0.50%). Подобный уровень зрелости ОВ предполагается на значительной части Тегульдетской мегаемисинеклизы и продолжается на север вдоль восточного обрамления мегабассейна. Здесь на Касской площади Верхнекетского мезовреза ОВ преобразовано до конца $ПК_3$ ($R_{\text{в}}^0$ -0.49%). Проследиваясь дальше в этом направлении, зона протокатагенеза охватывает восточные окраины Предъенисейской мегамоноклизы. В арктических районах аналогичный уровень зрелости ОВ предполагается на северо-востоке Предтаймырской мегамоноклинали. На западе региона

зона протокатагенеза прослеживается в западных частях Тюменской, Зауральской и Восточно-Пайхойской мегамоноклиз.

Преобразованность ОВ градации $МК_1^1$ выявлена преимущественно по окраинам мегабассейна, а также на отдельных участках в его южной половине. Конец $МК_1^1$ ($R_{vt}^0 - 0.62-0.64\%$) установлен на юге Красноленинской мегамоноклизы (Татарская площадь). Эта зона катагенеза с севера Тебисско-Воробьевского структурного мыса продолжается на север, охватывая восточную часть Северо-Межовской мегамоноклинали (Межовская, Львовская, Лосинская площади). С той же интенсивностью изменено ОВ на севере Барабинско-Пихтовской мегамоноклинали (Тенисская), юге Калгачского наклонного мегавала (Парбигская). Эта зона продолжается на восток, охватывая центральную часть Тегульдетской мегаемисинеклизы (Чачанская) и дальше на север. Здесь на Ажарминской, Корбыльской, Громовской площадях (север Владимировской мезоноклинали) зафиксирована середина $МК_1^1$ ($R_{vt}^0 - 0.59\%$). Близкий уровень зрелости ОВ ($R_{vt}^0 - 0.56-0.62\%$) выявлен на юге Предъенисейской мегамоноклизы (Ванжилевская, Северо-Лымбевская, Кысьеганская). Эта зона катагенеза узкой полосой продолжается на север. Здесь на Нижнехетской (Усть-Портовский выступ) и Хабевской площадях (Предтаймырская мегамоноклинали) ОВ преобразовано до конца $МК_1^1$ ($R_{vt}^0 - 0.64\%$).

Конец градации $МК_1^1$ ($R_{vt}^0 - 0.64\%$) установлен на юго-востоке Тюменской мегамоноклизы (Новолюбинская). Эта зона катагенеза продолжается на северо-запад, где на Викуловской, Михайловской, Щучинской, Покровской, Согринской, Тобольской, Леушинской и Половинкинской площадях ОВ достигло середины-конца $МК_1^1$ ($R_{vt}^0 - 0.56-0.63\%$). С разной интенсивностью изменено ОВ на Шаимском мегавыступе и смежных участках. Здесь на Назаровской, Мулымьинской, Среднемулымьинской, Узбекской, Шушминской, Верхнесупринской площадях уровень зрелости ОВ отвечает началу $МК_1^1$ ($R_{vt}^0 - 0.52-0.57\%$), а на Пултынской, Славинской, Филипповской, Андреевской, Тульяхской, Западно-Ловинской, Среднекондинской, Северо-Даниловской, Галлейской, Сыморьяхской – середине-концу этой градации ($R_{vt}^0 - 0.58-0.62\%$). На ряде площадей (Шаимская, Трехозерная, Мортимья-Тетеревская, Даниловская, Лемьинская, Потанайская) фиксируется переходное состояние между градациями $МК_1^1$ и $МК_1^2$ ($R_{vt}^0 - 0.64-0.66\%$). Эта зона катагенеза прослеживается севернее мегавыступа, где на Сотюганской, Нергинской, Левобережной, Шухтунгортской площадях R_{vt}^0 (0.57-0.59%) отвечает середине $МК_1^1$. Дальше в северном направлении преобразованность ОВ усиливается и на Нарыкарской, Полуйской площадях достигает конца $МК_1^1$ - начала

МК₁² (R^0_{vt} -0.64-0.66%). С той же интенсивностью изменено на юге Пайхойско-Новоземельской мегамоноклизы (Сюнайсагинская, Верхнереченская, Западно-Яротинская, Малоямальская площади). Результаты математического моделирования свидетельствуют, что эта зона катагенеза продолжается дальше на север в арктические районы мегамоноклизы.

Катагенез градации МК₁¹ выявлен на локальных участках в южной половине мегабассейна. Конец МК₁¹ (R^0_{vt} -0.62-0.65%) установлен на некоторых площадях Каймысовского свода (Карандашевская, Шахматная), Шингинской (Лугинецкая, Сельвейкинская) и Караминской (Эмторская, Линейная, Сибкраевская, Мыгытынская, Люкпайская) мезоседловин, Пологрудинского (Ивановская) и Парабельского мегавалов (Калчанская, Басмасовская). С той же интенсивностью изменено ОВ в центральной части Сургутского свода (Сургутская, Вачимская, Вынгинская, Лянторская площади).

В базальных горизонтах юры широко развиты отложения с уровнем зрелости ОВ градации МК₁², но преимущественно в южной половине мегабассейна. Катагенез начала-середины МК₁² (R^0_{vt} -0.67-0.76%) установлен на локальных участках Красноленинской (Омская, Саргатская, Нагорненская площади) и Тюменской (Малиновская) мегамоноклиз. На юге региона эта зона катагенеза (начало МК₁², R^0_{vt} -0.67-0.73%) полностью охватывает Муромцевско-Седельниковский наклонный мегапрогиб (Большереченская, Новологиновская площади) и смежные участки Красноленинской мегамоноклизы (Нижнеомская, Наталинская), Пологрудинский мегавал (Нововасильевская, Тайтымская) и соседние территории. Она прослеживается на значительной части Северо-Демьянской мегамоноклинали (Густореченская, Полуныхская) и Среднетобольского наклонного мегапрогиба (Зимняя, Демьянская). Зона такого катагенеза продолжается на северо-запад, где на Уватской, Северо-Кальчинской и Кальчинской площадях Красноленинской мегамоноклизы установлена середина МК₁² (R^0_{vt} -0.72-0.76%). Несколько дифференцированно проявились факторы катагенеза на Красноленинском своде одноименной мегамоноклизы, где ОВ преобразовано в пределах градаций МК₁²-МК₂. В западной части свода на одних площадях (Поттымская, Молодежная) фиксируется начало МК₁² (R^0_{vt} -0.66-0.70%), на других (Ингинская, Южно-Талинская, Талинская, Онтохская) - середина (R^0_{vt} -0.73-0.76%), а на третьих (Красноленинская, Емьеговская, Яхлинская) - конец этой градации (R^0_{vt} -0.78-0.80%). Эта зона катагенеза охватывает восточную часть Шаимского выступа (Убинская, Лазаревская, Кетлохская, Ловинская), где ОВ преобразовано до начала-

середины $МК_1^2$ ($R_{\text{вт}}^0$ -0.66-0.74%). Эта зона продолжается в северные районы Красноленинской мегамоноклизы, где на Тугровской, Ермисской, Шеркалинской, Октябрьской, Южно-Ольховской, Ольховской, Верхненазымской, Помутской, Казымской площадях уровень зрелости ОВ отвечает началу-середине этой градации ($R_{\text{вт}}^0$ -0.67-0.76%), а на Малоатлымской, Апрельской и Алешкинской – концу $МК_1^2$ ($R_{\text{вт}}^0$ -0.80-0.83%). Продолжаясь дальше на север, эта зона катагенеза охватывает юг Ярудейского межавыступа и восток Пайхойско-Новоземельской мегамоноклизы.

Практически на всей территории Верхневасюганской антеклизы ОВ преобразовано в пределах градации $МК_1^2$. Начало-середина $МК_1^2$ ($R_{\text{вт}}^0$ -0.67-0.76%) зафиксирована на Верхнедемьянском мегавале (Туйская, Когитская, Усть-Тегусская, Заозерная, Урненская) и к северо-востоку от него (Травяная, Новоютымская). Сильнее преобразовано ОВ южнее антеклизы, где на Баклянской, Айсазской и Раздельной площадях оно достигло конца $МК_1^2$ ($R_{\text{вт}}^0$ -0.76-0.80%). Близкий уровень зрелости ОВ ($R_{\text{вт}}^0$ -0.70-0.80%) установлен на юго-востоке Верхневасюганской антеклизы (Мелимовская, Крапивинская, Южно-Моисеевская, Моисеевская) и прилегающих районах Колтогорско-Нюрольского желоба (Пешеходная, Игольская, Таловая). Эта зона катагенеза продолжается на север и охватывает значительную часть Каймысовского свода. Здесь на одних площадях (Нововасюганская, Волковская, Лонтыняхская) фиксируется начало $МК_1^2$ ($R_{\text{вт}}^0$ -0.68-0.70%), на других (Оленья, Поселковая, Коимлыхская) - середина ($R_{\text{вт}}^0$ -0.73-0.76%), а на третьих (Верховая, Махнинская, Весенняя) - конец этой градации ($R_{\text{вт}}^0$ -0.78-0.83%). Градация $МК_1^2$ почти полностью охватывает Ледянскую мезоседловину. На Ледовой, Медвежьей и Чистинной площадях отмечается конец $МК_1^2$ ($R_{\text{вт}}^0$ -0.77-0.83%), а на Матюшкинской, Кедровской и Приколтогорской – начало этой градации ($R_{\text{вт}}^0$ -0.67-0.70%).

На большинстве площадей Нижневартовского свода (Комсомольская, Захарютинская, Аленкинская, Советская, Стрежевая, Соснинская, Ермаковская, Северо-Ореховская, Северо-Тарховская) уровень зрелости ОВ отвечает началу $МК_1^2$ ($R_{\text{вт}}^0$ -0.67-0.70%). Середина этой градации ($R_{\text{вт}}^0$ -0.71-0.78%) отмечается на Снегириной, Южно-Соснинской, Ватинской, Малоаганской, Еловой, Рубиновой, Нижневартовской площадях, а конец $МК_1^2$ ($R_{\text{вт}}^0$ -0.79-0.84%) - на Медведевской, Малореченской, Мегионской, Аганской, Ласъеганской, Локосовской. С той же интенсивностью изменено ОВ на Варьеганско-Тагринском межавыступе (Щучья, Ваньеганская, Дружная, Рославльская, Сороминская, Пылинская, Ершовая, Гуньеганская, Тюменская,

Варьеганская площади). Эта зона катагенеза почти полностью охватывает Хантейскую гемиантеклизу. В южной половине структуры (Ачимовская, Малоюганская, Сутлымкинская, Нежданная, Агатова, Покурская) уровень зрелости ОВ отвечает началу $МК_1^2$ (R_{vt}^0 -0.67-0.73%). К северу он увеличивается и на Покамасовской, Урьевской, Поточной, Южно-Покачевской, Родниковой и Кечимовской площадях достигает середины-конца этой градации (R_{vt}^0 -0.78-0.83%).

Градация $МК_1^2$ охватывает значительную часть Сургутского свода. На большинстве площадей (Быстринская, Солкинская, Западно-Сургутская, Дунаевская, Федоровская) фиксируется начало этой градации (R_{vt}^0 -0.66-0.70%). На отдельных локальных структурах отмечается середина (Ларкинская, Тончинская), либо конец $МК_1^2$ (Сорымоименская, Тевлинская). Западнее Сургутского свода (Маслиховская, Южно-Алехинская, Алехинская, Нижнесортимская, Верхнеляминская) преобразованность ОВ отвечает началу-середине $МК_1^2$ (R_{vt}^0 -0.66-0.76%). Зона такого катагенеза продолжается в южном направлении на территорию Мансийской синеклизы (Усть-Балыкская, Западно-Каркатеевская, Западно-Тепловская). На Южно-Балыкском куполовидном мезоподнятии и смежных участках (Мамонтовская, Малабалыкская, Среднебалыкская, Западно-Балыкская площади) уровень зрелости ОВ усиливается до конца $МК_1^2$ (R_{vt}^0 -0.80-0.85%).

Дифференцированно факторы катагенеза проявились на Межовском структурном мегамысе (юг мегабассейна). На одних площадях (Голубинская, Новотроицкая, Малоичская, Верхтарская, Восточная, Майзасская) фиксируется начало $МК_1^2$ (R_{vt}^0 -0.66-0.70%), на других (Дедовская, Еласская, Веселовская, Касманская, Межовская) - середина (R_{vt}^0 -0.73-0.76%), а на третьих (Тартасская, Бергульская, Ургульская, Восточная, Надеждинская, Заозерная) - конец этой градации (R_{vt}^0 -0.78-0.80%). Восточнее свода катагенез ослабевает и на Западно-Калгачской, Верхнекенгской, Болтной и Олимпийской площадях Калгачского наклонного мегавала не превышает середины $МК_1^2$ (R_{vt}^0 -0.73-0.76%). С той же интенсивностью изменено ОВ в западной части Северо-Межовской мегамоноклинали (Раздельная, Бочкаревская, Зимняя, Чековская), на Лавровском наклонном мезовале (Солоновская, Южно-Табаганская, Кулгинская, Лосинская, Водораздельная, Чагвинская, Майская). Близкий уровень зрелости ОВ установлен на большинстве площадей Чузикско-Чижапской (Калиновая, Нижнетабаганская, Южно-Урманская, Пономаревская, Пудинская) и Шингинской (Мирная, Верхнекомбарская, Горелоярская, Селимхановская, Чипжарская, Пельгинская)

мегаседловин. И лишь на отдельных площадях (Широтная, Урманская, Останинская, Юбилейная) этих структур зафиксирован конец $МК_1^2$ (R_{vt}^0 —0.80-0.83%).

Катагенез градации $МК_1^2$ выявлен на значительной части Обь-Васюганской гряды. Здесь на одних площадях Средневасюганского мегавала (Коленсальская, Бабушкинская, Верхнесалатская, Речная, Чарымовская, Средненюрольская, Мыльджинская) фиксируется начало $МК_1^2$ (R_{vt}^0 -0.66-0.70%), на других (Южно-Мыльджинская, Гужихинская, Пуглалымская, Пологая, Северо-Васюганская) - середина (R_{vt}^0 -0.73-0.76%), а на отдельных (Средневасюганская, Рагозинская, Сельская) - конец этой градации (R_{vt}^0 -0.78-0.80%). Зона такого катагенеза продолжается на северо-восток, где на Передовой, Полонской, Трассовой и Мурасовской площадях ОВ отвечает началу-середине $МК_1^2$ (R_{vt}^0 -0.67-0.73%). Близкий уровень зрелости ОВ (R_{vt}^0 -0.67-0.76%) установлен на ряде площадей Александровского свода (Полуденная, Обская, Южно-Назинская, Проточная, Охтеурьевская, Кошильская, Коликъеганская, Воскресенская, Никольская, Вартовская) и севернее него (Пермяковская, Хохряковская, Северо-Хохряковская, Котыгъеганская, Малосикторская), на смежных участках Красноселькупской моноклизы (Западно-Охтеурьевская) и Караминской мегаседловины (Тунгольская, Траверсная).

Сложная катагенетическая обстановка выявлена на Парабельском наклонном мегавале, где ОВ преобразовано в пределах градаций $МК_1^1$ - $МК_2$. Начало $МК_1^2$ (R_{vt}^0 —0.67-0.70%) установлено на Колпашевской, Сенькинской, Каргинской, Белоярской и Северо-Сильгинской площадях, а середина (R_{vt}^0 —0.73-0.76%) на Снежной, Лысогорской, Восточно-Белоярской и Усть-Сильгинской. Зона такого катагенеза продолжается на северо-восток, где на ряде площадей Зайкинской мезоседловины (Северо-Колпашевская), Северо-Парабельской мегамоноклинали (Каргасокская, Тибинакская, Каргинская, Кочебиловская, Тростниковая, Можанская), Усть-Тымской мегавпадины (Толпаровская, Мурасовская) уровень зрелости ОВ не превышает начала-середины $МК_1^2$ (R_{vt}^0 —0.67-0.73%). Продолжаясь на восток, эта зона катагенеза (начало $МК_1^2$, R_{vt}^0 —0.66-0.70%) полностью охватывает Пайдугинский (Куржинская, Береговая, Семиречная) и Пылькарминский (Пульсецкая, Чимулякская, Малочимулякская, Пылькарминская, Кулынъигольская) мегавалы. Аналогичный катагенез зафиксирован восточнее мегавалов (Ярская, Мартовская, Няргинская, Вездеходная, Западная). Эта зона (конец $МК_1^1$ - начало $МК_1^2$, R_{vt}^0 —0.64-0.66%) выявлена на юге Красноселькупской моноклизы (Верхнеколикъеганская, Приозерная, Сабунская), Предъенисейской мегамоноклизы

(Верхнекаралькинская) и продолжается к Енисей-Хатангскому мегапрогибу, где на Тайкинской, Зимней и Семеновской площадях установлено начало $МК_1^2$ (R_{vt}^0 –0.65–0.68%).

Преобразованность ОВ градации $МК_2$ выделяется в различных районах мегабассейна как в виде крупных блоков, так и отдельных локальных структур. Небольшой участок с уровнем зрелости ОВ начала-середины $МК_2$ (R_{vt}^0 –0.85–1.00%) выявлен на юге Межовского структурного мегамыса (Пешковская, Заозерная, Пограничная). Относительно крупный блок с преобразованностью ОВ этой градации установлен в южной части Парабельского наклонного мегавала и западнее его. Здесь на Поскоевской, Верхнекомбарской, Сомовской площадях уровень зрелости ОВ отвечает началу $МК_2$ (R_{vt}^0 –0.85–0.94%), а на Ельцовской, Крыловской и Западно-Крыловской – середине-концу этой градации (R_{vt}^0 –1.00–1.10%).

Градации $МК_2$ широко развита на юге Колтогорско-Нюрольского желоба и смежных территориях. По-видимому, здесь в прошлом длительное время существовал напряженный термобарический режим, что и отразилось на интенсивности катагенеза ОВ, как в базальных, так и в верхних горизонтах юры. Середина градации $МК_2$ (R_{vt}^0 –0.97–1.00%) установлена в западной части Северо-Межовской мегамоноклинали (Воробьевская площадь) и юге Муромцевско-Седельниковского наклонного мегапрогиба (Никольская). В северном направлении катагенез усиливается и на Сергеевской, Орловской площадях достигает конца $МК_2$ (R_{vt}^0 –1.15%). Примерно с той же интенсивностью (R_{vt}^0 –1.05–1.14%) изменено ОВ на Сапрыкинской и Ягыльяхской площадях Верхнедемьянского мегавала. Начало этой градации (R_{vt}^0 –0.90–0.94%) зафиксировано в центре Колтогорско-Нюрольского желоба (Налимья, Федюшкинская, Поньжевая, Южно-Фестивальная, Северо-Фестивальная). К востоку уровень зрелости ОВ усиливается и на Северо-Черталинской, Тамрадской, Средней площадях достигает конца $МК_2$ (R_{vt}^0 –1.05–1.10%). В северном направлении эта тенденция сохраняется и на Угольной, Куланской, Колотушной, Чворовой, Вычиигайской, Ключевской площадях ОВ изменено с той же интенсивностью (R_{vt}^0 –1.05–1.12%). Преобразованность ОВ начала-середины $МК_2$ (R_{vt}^0 –0.90–1.00%) установлена в Черемшанской мезоседловине (Глухариная, Пионерская, Южно-Пионерская, Южно-Черемшанская, Черемшанская, Грушевая, Кильсинская). Зона такого катагенеза (R_{vt}^0 –0.94–0.97%) продолжается на северо-восток Каймысовского свода и смежные участки (Первомайская, Катильгинская, Озерная, Южно-Юганская, Ледяная, Столбовая). Несколько сильнее, хотя и в пределах

этой градации ($R^0_{\text{вт}}-1.00-1.02\%$), преобразовано ОВ на Хвойной и Квартовой площадях Ледянской мезоседловины.

Градация $МК_2$ выявлена на ряде площадей Александровского мегавала и смежной территории Колтогорского мезопргиба. Начало $МК_2$ ($R^0_{\text{вт}}-0.88-0.94\%$) отмечается на Южной, Ильяжской, Саймовской, Колтогорской, Александровской, Чебачьей, Горстовой площадях, а середина-конец ($R^0_{\text{вт}}-0.97-1.12\%$) – на Кульеганской, Южно-Колтогорской, Назинской, Кондаковской и Ноябрьской. Близкий уровень зрелости ОВ ($R^0_{\text{вт}}-1.00-1.15\%$) установлен на востоке Усть-Тымской мегавпадины (Киевъяганская, Вертолетная, Чунжельская площади). Крупный участок пород с таким катагенезом выделяется в юго-западной части этой структуры и смежных территориях. Здесь на большинстве площадей (Ураловская, Ясная, Торцовая, Рабочая, Северо-Мыльджинская) уровень зрелости ОВ отвечает середине $МК_2$ ($R^0_{\text{вт}}-0.94-1.00\%$) и лишь на отдельных (Лымжинская, Косальская) достигает конца этой градации ($R^0_{\text{вт}}-1.05-1.15\%$).

Эта зона занимает значительную часть Мансийской синеклизы. Начало $МК_2$ ($R^0_{\text{вт}}-0.87-0.90\%$) выявлено на Юганской, Мултановской, Заболотной и Южно-Киняминской площадях Юганской мегавпадины. Близкий катагенез ($R^0_{\text{вт}}-0.87-1.00\%$) установлен на Тепловской, Омбинской, Западно-Угутской и Ефремовской площадях. Наиболее преобразовано ОВ в Нижнедемянской мегавпадине. Здесь на большинстве площадей (Северо-Демьянская, Восточно-Салымская, Верхнесалымская, Западно-Салымская, Нижнешапшинская, Лемпинская) уровень зрелости достигает середины-конца этой градации ($R^0_{\text{вт}}-1.00-1.15\%$), а в отдельных скважинах Салымской и Западно-Салымской площадей - $МК_3^1$ ($R^0_{\text{вт}}-1.35-1.42\%$). В северном направлении катагенез уменьшается и в Тундринской мегавпадине (Тундринская, Приобская, Горшковская) отвечает началу $МК_2$ ($R^0_{\text{вт}}-0.87-0.94\%$). Небольшие участки такого катагенеза выявлены на юге (начало $МК_2$, $R^0_{\text{вт}}-0.90-0.94\%$) Северо-Демьянской мегамоноклинали (Северо-Ютымская, Яккуньяхская, Тайлаковская), востоке (конец $МК_2$, $R^0_{\text{вт}}-1.08-1.15\%$) Среднетобольского наклонного мегапргиба (Пихтовая, Западно-Пихтовая) и востоке ($R^0_{\text{вт}}-0.97\%$) Красноленинской мегамоноклизы (Журавлевская).

Зона градации $МК_2$ от Нижнедемянской мегавпадины продолжается в Красноленинскую мегамоноклизу, где на Фроловской, Западно-Фроловской и Хантымансийской площадях уровень зрелости ОВ отвечает началу этой градации ($R^0_{\text{вт}}-0.87-0.90\%$). Относительно небольшой участок градации $МК_2$ установлен на Красноленинском своде. Здесь на Южно-Галяновской, Галяновской, Елизаровской

площадях фиксируется середина $МК_2$ ($R^0_{vt}-0.97-0.99\%$). К северу катагенез усиливается и на Каменной, Айторской, Пальяновской, Лебяжьей, Средненазымской площадях фиксируется конец этой градации ($R^0_{vt}-1.09-1.15\%$). В отдельных скважинах Пальяновской и Лебяжьей площадей уровень зрелости ОВ достигает градации $МК_3^1$ ($R^0_{vt}-1.17-1.35\%$).

Начало градации $МК_2$ ($R^0_{vt}-0.90\%$) зафиксировано на юге Варьеганско-Тагринского мегавыступа (Новомолодежная, Южно-Эниторская, Западно-Хохряковская, Западно-Сикторская). К северу преобразованность ОВ усиливается и на Саемтахской, Тагринской, Северо-Варьеганской, Бахиловской площадях достигает середины $МК_2$ ($R^0_{vt}-0.95-1.00\%$). Близкий катагенез ($R^0_{vt}-0.94-0.97\%$) установлен на юго-востоке Надымской мегамоноклизы (Западно-Котухтинская, Когалымская, Пограничная, Холмогорская). Зона этой градации продолжается на север и охватывает почти полностью Северный свод (Итурская, Южно-Пякутинская, Тыдеяхская, Новопурпейская, Западно-Пурпейская, Комсомольская), где уровень зрелости ОВ несколько выше (середина-конец $МК_2$, $R^0_{vt}-0.98-1.15\%$). В западном направлении катагенез ОВ ослабевает и на Западно-Перевальной, Южно-Инучинской, Ньюдеяхской, Пякутинской, Лунгорской, Верхнелунгорской, Южно-Хулымской площадях отвечает середине $МК_2$ ($R^0_{vt}-0.94-0.98\%$). Зона этой градации протягивается на север, где на Ярудейской, Шугинской, Новопортовской, Среднеямальской площадях установлено начало $МК_2$ ($R^0_{vt}-0.85-0.90\%$), а на Лензитской, Сандибинской, Кушелевской – середина-конец этой градации ($R^0_{vt}-1.01-1.15\%$).

Преобразованность ОВ градации $МК_2$ выявлена на значительной части Красноселькупской моноклизы и смежных участках. Здесь на Верхнетолькинской, Северо-Толькинской, Южно-Ширтовской, Ютырмальской, Термокарстовой, Новочасельской площадях уровень зрелости ОВ отвечает середине-концу этой градации ($R^0_{vt}-1.00-1.14\%$). Результаты математического моделирования свидетельствуют, что градация $МК_2$ продолжается на север, охватывая отдельные районы Енисей-Хатангского мегапрогиба, Предтаймырской мегамоноклинали, Южно-Карской мегаседловины, Северо-Таймырского наклонного мегавала.

Катагенез градации $МК_3^1$ установлен преимущественно на территории Ямало-Ненецкого автономного округа. Такой уровень зрелости ОВ (конец $МК_3^1$, $R^0_{vt}-1.35-1.50\%$) выявлен на значительной части Среднепурского наклонного мегажелоба (Стахановская, Западно-Харампурская). В восточном направлении катагенез ослабевает

и на большинстве площадей Восточно-Пурской мегамоноклинали (Равнинная, Холмистая, Харампурская) отвечает началу-середине $МК_3^1$ (R_{vt}^0 - 1.20-1.36%). С той же интенсивностью изменено ОВ на западе Красноселькупской моноклизы (Кыпакынская, Усть-Часельская, Кынская) и прилегающих районах Часельского наклонного мегавала (Верхнечасельская, Хадыряхинская, Русскочасельская, Южно-Русская, Русская). Аналогичная преобразованность ОВ (R_{vt}^0 -1.21-1.32%) установлена на ряде площадей Тазовского структурного мегазалива (Красноселькупская, Черничная, Сузунская), Восточно-Тазовской и Долгонской мезомоноклиналей, Красноселькупской моноклизы. По результатам математического моделирования эта зона катагенеза продолжается на север, охватывая окраины Енисей-Хатангского мегапрогиба, значительную часть Южно-Карской мегаседловины, Центрально-Карской мегавпадины и Северо-Таймырского наклонного мегавала.

Преобразованность ОВ градации $МК_3^1$ выявлена на востоке Южно-Надымской мегамоноклизы, где на Ярайнерской, Новогодней, Етыпурской, Вэнгяхинской площадях отмечается начало этой градации (R_{vt}^0 -1.16-1.22%), а на Айваседопурской, Тарасовской и Западно-Таркосалинской – конец $МК_3^1$ (R_{vt}^0 -1.41-1.52%). Зона этой градации (начало-середина $МК_3^1$, R_{vt}^0 -1.20-1.33%) практически полностью охватывает Пякупурско-Ампутинский наклонный мегапрогиб (Выинтойская, Западно-Вэнгапакутинская, Ноябрьская). Близкий уровень зрелости ОВ установлен на значительной части Надымской гемисинеклизы и прилегающих районах Южно-Надымской мегамоноклизы (Сугмутская, Малохеттинская, Северо-Соколиная, Среднекиртыгорская, Восточно-Лакъюганская, Нгарская). Эта зона катагенеза (середина-конец $МК_3^1$, R_{vt}^0 -1.34-1.53%) продолжается на север к Восточно-Пайхойской моноклизе, охватывая при этом Дельтовую, Ныдинскую, Танусалинскую, Бованенковскую, Нейтинскую площади.

Подобный уровень зрелости ОВ зафиксирован в южной половине мегабассейна. Локальные участки этой градации (R_{vt}^0 -1.22-1.30%) выявлены в Колтогорско-Нюрольском желобе (Кузырская, Глуховская) и в отдельных скважинах Салымской и Западно-Салымской площадей Мансийской синеклизы (R_{vt}^0 -1.35-1.42%). По-видимому, здесь в прошлом длительное время существовал напряженный термобарический режим, что и отразилось на интенсивности катагенеза ОВ, как в базальных, так и в верхних горизонтах юры.

Преобразованность ОВ градации $МК_3^2$ имеет ограниченное распространение и выявлена примерно в тех же районах, что и предыдущая зона. Середина $МК_3^2$ ($R_{\text{вт}}^0$ - 1.65-1.81%) установлена на Самородской, Западно-Луцяхской и Восточно-Халыквинской площадях Надымской гемисинеклизы. Более высокий катагенез (середина-конец $МК_3^2$, $R_{\text{вт}}^0$ - 1.74-1.93%) зафиксирован на востоке Медвежье-Нугинского наклонного мегавала (Западно-Медвежья, Медвежья, Северо-Ныдинская, Нижнехадыгинская). Примерно с той же интенсивностью изменено ОВ на ряде площадей Восточно-Пайхойской моноклизы (Каменномысская, Арктическая, Восточно-Бованенковская). Судя по результатам математического моделирования, эта зона катагенеза продолжается на север. Катагенез ОВ градации $МК_3^2$ ($R_{\text{вт}}^0$ - 1.63-1.89%) установлен в восточной части Среднепурского наклонного мегапрогиба (Сензянская, Ханчейская, Северо-Часельская, Русско-Северо-Часельская), на западе Тазовского структурного мегазалива (Промысловая, Русскореченская). Небольшие участки подобной преобразованности ОВ выделяются в районе Заполярной, Тазовской, Юбилейной, Северо-Тамбейской и других площадей северной половины мегабассейна.

На подавляющей части территории Ямало-Ненецкого автономного округа в базальных горизонтах юры ОВ достигло градаций $АК_{1-3}$. Поскольку здесь эти толщи не везде вскрыты скважинами, то на ряде участков зоны апокатагенеза выделяются по результатам математического моделирования. Начало-середина $АК_1$ ($R_{\text{вт}}^0$ - 2.13-2.30%) зафиксирована в западной части Надымской гемисинеклизы (Марьинская, Хейгинская, Надымская), на севере Верхнетанловской мегавпадины (Пангодинская). Аналогичный уровень зрелости ОВ установлен в ряде районов Большехетской мегасинеклизы: запад - Восточно-Медвежья, Песцовая, Харвутинская; центр - Южно-Уренгойская, Уренгойская, Евояхинская; восток - Тюменская (СГ-6), Ярояхинская, Геологическая площади. Начало этой градации ($R_{\text{вт}}^0$ - 2.05-2.16%) установлено на востоке региона (Южно-Сидоровская, Тагульская, Лодочная). Зона такого катагенеза продолжается на север к Енисей-Хатангскому мегапрогибу, где на большинстве площадей (Мессояхская, Ушаковская, Турковская, Пеляткинская, Паютская, Аномальная, Дерябинская) зафиксирован конец $АК_1$ ($R_{\text{вт}}^0$ - 2.37-2.48%). По результатам моделирования, эта зона катагенеза продолжается дальше на север, охватывая, частично, Среднегыданский мегаврез, Южно-Карскую и Северную мегаседловины, Центрально-Карскую мегавпадину.

Зона градации AK_2 охватывает центральные части Верхнетанловской и Нерутинской мегавпадин (Южно-Песцовая площадь). Существенное развитие эта зона катагенеза имеет на востоке Большехетской мегасинеклизы. Здесь на Таркосалинской, Восточно-Таркосалинской и Южно-Пырейной площадях (Среднепурский наклонный мегапрогиб) уровень зрелости ОВ отвечает началу AK_2 (R_{VI}^0 -2.58-2.76%). С той же интенсивностью изменено ОВ и севернее (Восточно-Уренгойская, Есетинская, Дальняя). В северном направлении преобразованность ОВ увеличивается и на Северо-Пуровской, Северо-Есетинской, Самбургской площадях отвечает середине AK_2 (R_{VI}^0 -2.97-3.16%). Дальше к северу продолжается рост катагенеза и на Тояхской, Еньяхинской, Весеннегородской, Южно-Ямбургской и Ямбургской площадях он достигает конца этой градации (R_{VI}^0 -3.29-3.46%). Эта зона катагенеза продолжается на северо-запад в арктические районы региона (Харасавэйская, Харатская). Относительно большой участок подобной преобразованности ОВ выявлен на востоке полуострова Ямал (Северо-Сеяхинская, Южно-Тамбейская, Западно-Тамбейская) и локальный участок в районе Малыгинской площади. Середина AK_2 установлена на востоке Большехетской мегасинеклизы (Такуландо-Вадинская) и западе Енисей-Хатангского мегапрогиба (Яровская). Предполагается, что зона этой градации широко распространена на Гыданском и Северо-Гыданском мегавыступах, Среднегыданском мегаврезе, Южно-Карской мегаседловине.

До конца апокатагенеза (градации AK_3) преобразовано ОВ в северных и арктических районах мегабассейна, где базальные горизонты юры залегают на значительных глубинах. Эта зона (R_{VI}^0 -3.50-3.64%) выделяется в северной половине Большехетской мегасинеклизы (Оликуминская, Салекаптская, Юрхаровская, Находкинская, Хальмерпаютинская), охватывает почти полностью Северо-Тазовскую мегавпадину. Она установлена на ряде площадей Мессояхской наклонной гряды (Парусовая, Семаковская, Нанадянская). Катагенез градации AK_3 (R_{VI}^0 -3.90-4.40%) широко распространен в Антипаютинско-Тадебеяхской мегасинеклизе (Трехбугорная, Восточно-Бугорная, Новолунная), на юге Южно-Карской мегаседловины (Утренняя, Южно-Явайская, Штормовая) и Гыданского мегавыступа (Гыданская). Продолжаясь к востоку, эта зона катагенеза охватывает центр Агапско-Енисейского желоба (Южно-Носковская, Пайяхская, Озерная). Более высоко преобразовано ОВ в Карской мегасинеклизе (Сядорская, Леоновская, Северо-Малыгинская площади), где оно достигло середины-конца градации AK_3 (R_{VI}^0 -4.20-4.80%).

Закономерности катагенеза органического вещества

Полученные данные свидетельствуют, что в верхних горизонтах юры катагенез ОВ изменяется от градации ПК₃ до МК₃², а в подошве – от ПК₃ до АК₃. Установленная исследователями много лет назад закономерность усиления преобразованности ОВ от окраин к центральным и арктическим районам Западно-Сибирского мегабассейна по мере погружения толщ осадочного чехла, фиксируется и по нашим данным. Такое распределение зон разной преобразованности ОВ в юрских отложениях по территории мегабассейна - типичный случай проявления регионального катагенеза. В главе 3 на материалах по различным бассейнам было показано, что основным фактором катагенеза является температура. Рассмотрим это на данных по уровню зрелости ОВ юрских отложений изучаемого региона.

О факторах, контролирующих тепловое поле в отложениях осадочного чехла Западно-Сибирского мегабассейна, имеются разные суждения. По мнению Б.П.Ставицкого (1964) и некоторых других исследователей, определяющим фактором является строение и возраст фундамента, глубина его залегания и гидрогеологические условия различных районов. Н.М.Кругликов (1965) считает, что все это влияет на распределение температур в осадочном чехле, но не является главным. Решающее значение имеет неравномерность теплового потока, идущего от фундамента, в зонах глубинных разломов, где плотность теплового потока выше, чем вне этих зон. Б.Ф.Маврицкий (1959) и другие связывали изменения теплового потока с гидрогеологическими условиями мегабассейна. А.Р.Курчиков (1992) считает, что региональное температурное поле сформировалось как результат взаимодействия трех основных факторов: тектонического строения Западно-Сибирской плиты (определяющего региональные закономерности изменения теплового потока); размещения в осадочном чехле пород с различными теплофизическими свойствами; влияния резких вариаций климата в позднечетвертичное время (нестационарность геотемпературного поля).

По-видимому, все эти факторы влияют на распределение теплового потока в отложениях осадочного чехла, но одни из них имеют региональный характер, а другие проявляются только на локальных участках. Ю.Г.Зимин, А.Э.Конторович и Шведкова Л.И. (1967) показали, что для отложений осадочного чехла Западно-Сибирского мегабассейна проявляется наиболее общая, отчетливая закономерность увеличения

температур пород с ростом мощности перекрывающих отложений. Вторым основным фактором, определяющим температурное поле в отложениях осадочного чехла, является тепловой поток, идущий из фундамента и зависящий от возраста консолидации его отдельных блоков. Чем древнее фундамент, тем меньше интенсивность поступления тепла в отложения осадочного чехла и, соответственно, меньше геотермический градиент. И, наоборот, отложения чехла, залегающие на более молодом, в данном случае герцинском фундаменте, характеризуются более напряженным геотермическим режимом. В толщах, перекрывающих добайкальские складчатые зоны, геотермический градиент в среднем равен $3.3^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, байкальские – $3.7^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, герцинские – $4.2^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. По данным Я.Б. Смирнова (1980) средний тепловой поток ($\text{мВт}/\text{м}^2$) в блоках разного возраста равен: добайкальских – 46; байкальских и каледонских – 52; герцинских – 60. В древних толщах тепловой поток может быть и более высоким из-за тектонической активизации в герцинское время.

Рассмотрим влияние этих факторов на уровень зрелости ОВ в базальных горизонтах юрского осадочного комплекса Западно-Сибирского мегабассейна, поскольку здесь они проявляются наиболее отчетливо. На окраинах региона толщи не погружались на значительные глубины в зоны высоких температур и поэтому там встречено слабо преобразованное ОВ (градация ПК_3). К тому же здесь довольно древний возраст консолидации фундамента: на востоке и северо-востоке – добайкальский, на юго-востоке – байкальский и раннекаледонский, на юго-западе – каледонский, т.е. к моменту формирования платформенного чехла тепловой поток из фундамента существенно снизился. Так, на востоке региона (Предъенисейская мегамоноклиза, Куржинская гряда) пластовые температуры в подошве осадочного чехла составляют $50\text{--}80^{\circ}\text{C}$, тепловой поток – $44\text{--}50\text{ мВт}/\text{м}^2$, а геотермические градиенты – $1.6\text{--}1.7^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ [Каталог данных..., 1985]. Относительно низкий уровень зрелости ОВ (градации $\text{ПК}_3\text{--}\text{МК}_1^{1-2}$) отмечается в юрских отложениях на юго-западе региона, где каледонский возраст стабилизации фундамента. Здесь тепловой поток составляет $32\text{--}48\text{ мВт}/\text{м}^2$, а геотермические градиенты – $1.6\text{--}3.2^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. По направлению к центральным районам катагенез постепенно нарастает до градаций $\text{МК}_1^2\text{--}\text{МК}_3^1$ и достигает максимума на севере (АК_{1-3}). С одной стороны это связано с тем, что здесь отложения погружались на значительные глубины в зоны жестких термобарических условий, а с другой - с областями развития более молодого герцинского фундамента. Особенно наглядно это прослеживается в Ямальской НГО. На юге одноименного полуострова на небольших

глубинах уровень зрелости ОВ отвечает грациям $МК_1^1$ - $МК_1^2$. Далее на север по мере погружения толщ катагенез постепенно нарастает и в арктических районах достигает апокатагенеза. В остальных районах эта особенность также проявляется, но несколько затушевывается локальными участками повышенного или пониженного катагенеза.

На этот региональный фон накладывается, усложняя его, возрастание тепловых потоков в зонах глубинных разломов [Гурари, Зимин, Конторович, 1967] и в районах развития магматических тел, которых в палеозойских и триасовых толщах очень много. Величина теплового потока зависит от их типа и возраста. В большинстве случаев над магматическими массивами отмечается повышенный тепловой поток и геотермический градиент, что отражается в усилении катагенеза, как в подошве, так и в кровле юрских отложений. По данным Д.П.Куликова (1984), в пределах разновозрастных по времени консолидации блоков фундамента тепловой поток в целом закономерно увеличивается при изменении состава пород в следующей последовательности: терригенно-карбонатные породы; терригенно-глинистые и кремнистые; вулканогенно-осадочные основного состава; магматические и вулканогенно-осадочные среднего состава; граниты; гнейсы. Таким образом, повышенные тепловые потоки характерны в основном для районов развития магматических (граниты, граносиениты) и метаморфических (гнейсы, гранито-гнейсы, кристаллические сланцы) пород кислого и щелочного состава. Очень широк интервал изменения глубинного теплового потока над эффузивными породами: низкие значения этого параметра характерны для базальтов и повышенные для порфириров, альбитофиров. Причем тепловые аномалии отмечаются только над крупными массивами.

Таким образом, максимальный тепловой поток фиксируется над дислоцированными зонами в фундаменте и молодыми интрузиями кислого состава (преобладают в фундаменте Западно-Сибирского мегабассейна). Рассмотрим это на примере отдельных районов региона. На Краснотенинском своде над магматическими телами в фундаменте (Каменная, Айторская, Лебяжья, Пальяновская и другие площади) отмечается повышенный тепловой поток ($72-82 \text{ мВт/м}^2$) и геотермический градиент превышает $5.0^\circ\text{C}/100 \text{ м}$. Пластовая температура в подошве юрского комплекса (глубины 2200-2500 м) составляет $120-126^\circ\text{C}$ [Курчиков, 1992]. Здесь же в этих отложениях фиксируется повышенный уровень зрелости ОВ (грация $МК_2$) по сравнению с соседними районами ($МК_1^2$). На Шаимском мегавыступе в палеозойском комплексе на многих площадях вскрыты магматические породы кислого и основного состава, а также

кристаллические сланцы. В связи с разнообразием пород фундамента, здесь отмечаются существенные вариации теплового потока ($50-95 \text{ мВт/м}^2$) и геотермического градиента ($4.0-5.5^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ и более). Поэтому преобразованность ОВ в подошве юрских отложений изменяется от начала градации МК_1^1 до конца МК_1^2 . В соседних районах уровень зрелости ОВ заметно ниже ($\text{ПК}_3\text{-МК}_1^1$). Близкая ситуация отмечается в Салымском районе, где породы фундамента представлены интрузиями кислого состава и глинистыми сланцами. Здесь тепловой поток составляет $72-75 \text{ мВт/м}^2$, а геотермический градиент $4.0-4.7^\circ\text{C}/100 \text{ м}$. На территории этого района уровень зрелости ОВ изменяется от конца градации МК_1^2 до начала МК_3^1 . Повышенный тепловой поток ($68-75 \text{ мВт/м}^2$) прослеживается над Межовским гранитным массивом. Здесь на большинстве разведочных площадей катагенез ОВ отвечает градации МК_1^2 , а на соседних МК_1^1 .

В фундаменте Березовского района широко развиты магматические породы кислого и основного состава. Здесь значения теплового потока и геотермического градиента варьируют в очень широких пределах увеличиваясь с запада на восток (соответственно от 38 до 78 мВт/м^2 и от 1.8 до $3.4^\circ\text{C}/100 \text{ м}$). Поэтому преобразованность ОВ изменяется здесь от градации ПК_3 на западе до МК_1^{1-2} на востоке. Относительно небольшой участок повышенного катагенеза (градации МК_2 среди зоны развития МК_1^2) отмечается в южной части Александровского свода (Чебачья, Назинская, Панковская площади). Здесь в фундаменте вскрыт крупный гранитный массив, над которым отмечаются высокие значения теплового потока и геотермических градиентов: соответственно $65-77 \text{ мВт/м}^2$ и $4.0-4.4^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ [Каталог данных..., 1985]. Аналогичная ситуация выявлена на востоке Усть-Тымской мегавпадины (Чунжельская, Вертолетная, Киевъеганская площади). Такие случаи зафиксированы и в других районах Западно-Сибирского мегабассейна. Хотя над древними магматическими массивами с ослабленным тепловым потоком повышения катагенеза ОВ не отмечается.

По-разному оценивается исследователями влияние глубинных разломов на температурное поле мегабассейна. Одни считали [Кругликов, 1965], что увеличение теплового потока в зонах глубинных разломов является главной причиной неоднородности теплового поля. Другие полагали [Сергиенко, 1988], что вблизи глубинных разломов значимого возрастания напряженности температурного поля не происходит. Выполненный Ю.Г.Зиминим, А.Э.Конторовичем и Л.И.Шведковой (1967) анализ материалов по геотермии показал, что ситуация намного сложнее. Так, к некоторым разломам могут быть приурочены положительные температурные аномалии,

а при большой протяженности разломов увеличение температур может происходить на одних участках и не иметь места на других. Это зависит от времени их образования или обновления, активности, флюидопроводимости и др. Влияние глубинных разломов в региональном плане проявляется в системах крупных дизъюнктивных нарушений первого порядка (Колтогорский грабен-рифт, Шаимский разлом и др.), а локальные разломы на характер теплового поля в масштабах всего мегабассейна существенного влияния не оказывают. Близкого мнения придерживается и А.Р.Курчиков (1992) считая, что на температурное поле могут влиять только крупные молодые разломы. В то же время они могут служить флюидопроводящими каналами.

По нашим материалам сложно судить о влиянии глубинных разломов и сопутствующих им температур на уровень зрелости ОВ. Так, повышенный уровень зрелости ОВ, как в подошве, так и в кровле юрских отложений отмечается в районе Шаимского разлома и Колтогорского грабен-рифта. Наиболее наглядно это прослеживается в пределах последней структуры. Здесь же зафиксирована максимальная пластовая температура (157°C) в южной части Западно-Сибирского мегабассейна (скв. Черемшанская-1, глубина 3008 м). На большинстве разведочных площадей Колтогорского грабен-рифта преобразованность ОВ в подошве юрских отложений отвечает градации МК_2 (в соседних районах МК_1^{1-2}), а в наиболее погруженных участках (Кузырская, Глуховская площади) – градации МК_3^1 . Повышенный катагенез ОВ отмечается и в кровле юрских отложений этого района (градация МК_2 , а на соседних участках МК_1^{1-2}). Хотя на севере Уренгойско-Колтогорского мегапрогиба преобразованность ОВ юрских отложений не отличается от соседних районов и геотермический градиент здесь порядка $3.0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, а на юге этой структуры данный параметр превышает $5.0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Подобная ситуация отмечается и в Шаимском районе: в подошве юры уровень зрелости ОВ отвечает градации МК_1^2 , а в кровле МК_1^1 . В соседних районах соответственно ПК_3 - МК_1^1 и ПК_3 . Следовательно, с одной стороны прослеживается влияние глубинных разломов на распределение теплового потока и на уровень зрелости ОВ, а с другой – здесь в фундаменте присутствуют крупные магматические тела, которые как было показано выше, также влияют на тепловой поток и на преобразованность ОВ.

Полученные нами данные свидетельствуют, что повышенный катагенез ОВ отмечается в областях развития молодого фундамента, в крупных зонах глубинных разломов (молодых) и в районах развития интрузивных массивов. Наиболее наглядно это

прослеживается в базальных горизонтах юрского комплекса, а в верхнеюрских отложениях несколько пивелируется. В соответствии с геотермическими градиентами, характерными для определенных зон, катагенез ОВ вниз по разрезу, а в пределах разновозрастных толщ, по мере их погружения, закономерно нарастает. Имеющиеся отклонения от этой региональной схемы находятся в полном соответствии с полем геотермических градиентов. Так, на Сургутском своде геотермический градиент варьирует от 2.8 до 3.1⁰С/100 м, и вблизи фундамента температура пород равна 80-90⁰С. Катагенез ОВ базальных слоев юры (глубины 2.8-3.1 км) отвечает градациям МК₁¹⁻². На Красноленинском своде геотермический градиент значительно выше (5.1⁰С/100 м) и температура пород около фундамента (около 2.2-2.5 км) составляет порядка 124-132⁰С. Органическое вещество в этих отложениях находится в зоне перехода от градации МК₁² к МК₂ и на МК₂. Аналогичные примеры можно привести и по другим районам региона. Следует отметить, что в Западно-Сибирском мегабассейне не отмечается прямой зависимости величины геотермического градиента от мощности осадочного чехла. В северных районах, где чехол имеет максимальную мощность (до 6.0-7.0 км), геотермические градиенты небольшие и обычно не превышают 2.0-2.5⁰С/100 м [Гурари, Зимин, Карогодин, 1972], а в Шаимском районе и, вообще, в юго-западной части бассейна, где чехол сравнительно маломощный (1.6-2.0 км) они достигают максимальных значений (4.0-5.5⁰С/100 м и более). В зоне Колтогорского грабен-рифта при больших мощностях чехла геотермический градиент превышает 4.0⁰С/100 м [Гурари, Микуленко, Старосельцев, 1971]. Зато отчетливо фиксируется связь величины градиента с возрастом консолидации блоков фундамента и временем внедрения магматических тел определенного состава [Зимин, Конторович, Шведкова, 1967].

Таким образом, уровень зрелости ОВ в юрских отложениях Западно-Сибирского мегабассейна определяется глубинами погружения осадочных толщ и соответственно максимальными температурами, которым они подвергались в этот период. Распределение температур в осадочном чехле согласуется с возрастом складчатости в отдельных блоках палеозойского фундамента, со временем образования глубинных разломов, составом и временем внедрения магматических тел. Эти факторы, контролирующие особенности температурного поля а, следовательно, и уровень зрелости органического вещества в отложениях осадочного чехла Западно-Сибирского мегабассейна являются глобальными. Закономерности изменения температур и степени преобразованности ОВ на небольших территориях более сложны и не могут быть

объяснены только этими факторами. Так, на Черемшанской площади в скв. 2 на глубине порядка 3000 м пластовая температура составляет 114°C (начало градации МК_2), а в скв. 1 на этой же глубине – 157°C (конец МК_2). На Северо-Останинской площади в скв. 1 на глубине 2605 м пластовая температура равна 104°C (конец МК_1^2), а в скв. 4 на глубине 2809 м – 89°C (начало МК_1^2). Но такие явления единичны и связаны, по-видимому, с определенными локальными тектоническими нарушениями в фундаменте, способствовавшими дифференциации теплового потока. Либо это результат различий в гидрогеологическом режиме района. Хотя обычно резких колебаний температур и уровня зрелости ОВ в юрском комплексе в пределах одной локальной структуры не наблюдается.

4.1.2. Триасовые отложения

Катагенез органического вещества осадочных отложений триаса до настоящего времени слабо изучен. В определенной степени это связано со значительной глубиной их залегания, а отсюда и ограниченным количеством скважин, вскрывших осадочные толщи этого возраста. К тому же во многих районах эти отложения были размывы и юрские толщи залегают непосредственно на палеозойском комплексе. Поэтому по данному вопросу имеются лишь единичные сведения [Органическая геохимия..., 1984; Фомин, 2001, 2002]. Для привязки углепетрографических данных автором использовано решение палинологического коллоквиума, участниками которого был признан триасовый возраст осадочных пород в ряде скважин Западной Сибири [Триас Западной..., 2001], а также материалы монографии А.М.Казакова, А.Г.Константинова, Н.И.Курушина и др. [Стратиграфия нефтегазоносных ..., 2002].

Автором уровень зрелости ОВ в терригенных толщах триаса установлен на 20 разведочных площадях из различных районов Западной Сибири [Фомин, 2002]. Ограниченность материала не позволяет построить карту катагенеза ОВ для всего региона. Поэтому приводим только схему размещения фактического материала по катагенезу ОВ в кровле осадочных отложений триаса Западно-Сибирского мегабассейна (рис. 30). Преобразованность ОВ в этих толщах варьирует в пределах МК_1^1 – АК_3 градаций. Наименее изменено ОВ по окраинам региона. На востоке мегабассейна (Ванжильская, Ажарминская площади) уровень зрелости ОВ отвечает середине-концу МК_1^1 ($R_{\text{в}}^0$ –0.59–0.60%). Примерно с той же интенсивностью изменено ОВ ($R_{\text{в}}^0$ –0.64%)



Рис. 30. Схема размещения фактического материала по катагенезу органического вещества в кровле осадочных отложений триаса Западно-Сибирского мегабассейна [Фомин, 2002].

на Шеркалинской площади (запад региона). К центральным районам мегабассейна катагенез ОВ увеличивается. На Омской площади уровень зрелости ОВ отвечает уже середине градации $МК_1^2$ ($R_{\text{vt}}^0-0.76\%$). Близкая преобразованность ОВ установлена на Западно-Перевальной площади ($R_{\text{vt}}^0-0.80\%$). Аналогичный катагенез ОВ ($R_{\text{vt}}^0-0.76-0.80\%$) отмечается в Северо-Сосьвинском прогибе (Нерохская, Южно-Сарманская). На Южно-Сарманской площади по субугленосным отложениям триаса пройдено порядка 460 м и на забое скважины ОВ преобразовано уже до начала градации $МК_2$ ($R_{\text{vt}}^0-0.94\%$). Начало $МК_2$ установлено на Тундринской площади ($R_{\text{vt}}^0-0.87\%$), а на Асомкинской фиксируется уже конец этой градации ($R_{\text{vt}}^0-1.09\%$). Близкий катагенез ОВ (конец $МК_2$, $R_{\text{vt}}^0-1.15\%$) зафиксирован на Налимьей площади Колтогорско-Нюрольского желоба. Аналогичная преобразованность ОВ установлена на Ноябрьской площади ($R_{\text{vt}}^0-1.12\%$). Причем, на этих площадях в базальных горизонтах юры и кровле триаса отмечается одинаковый уровень зрелости ОВ. А на Ноябрьской площади близкий катагенез ОВ зафиксирован и в верхнепалеозойских отложениях (конец $МК_2$, $R_{\text{vt}}^0-1.15\%$).

Наиболее мощный разрез осадочных отложений триаса (~1.2 км) вскрыт скв. Никольская-1 в Омской области (рис. 31). Для привязки углепетрографических данных автором использованы палинологические материалы В.М.Кабановой и В.В.Круговых (2001). В верхних горизонтах толщи (3.4 км) ОВ преобразовано до начала градации $МК_3^1$ ($R_{\text{vt}}^0-1.20\%$). Вниз по разрезу катагенез медленно нарастает, достигая на глубине порядка 4.0 км середины $МК_3^1$ ($R_{\text{vt}}^0-1.40\%$), а на забое скважины (4.5 км) – начала $МК_3^2$ ($R_{\text{vt}}^0-1.56\%$). Следовательно, градация $МК_3^1$ занимает здесь значительный интервал разреза (> 1.0 км). На глубине порядка 4.2 км было встречено контактово-измененное органическое вещество. В непосредственной близости от магматического тела ОВ преобразовано до начала градации $АК_3$ ($R_{\text{vt}}^0-3.85\%$). На удалении несколько десятков метров от контакта катагенез уже отвечает градации $МК_3^1$, т.е. влияние этого тела на преобразование ОВ прослеживается на сравнительно небольшое расстояние. Характерной особенностью отложений в скв. Никольская-1 является отсутствие существенных отличий в катагенезе ОВ при переходе от юрских отложений к триасовым. В базальных горизонтах юры уровень зрелости ОВ отвечает середине градации $МК_2$ ($R_{\text{vt}}^0 - 0.97-1.04\%$), а в кровле триаса – началу $МК_3^1$. Небольшой скачок углефикации связан с отсутствием в разрезе нижнеюрских отложений, поскольку средняя юра палегаает на верхний триас.

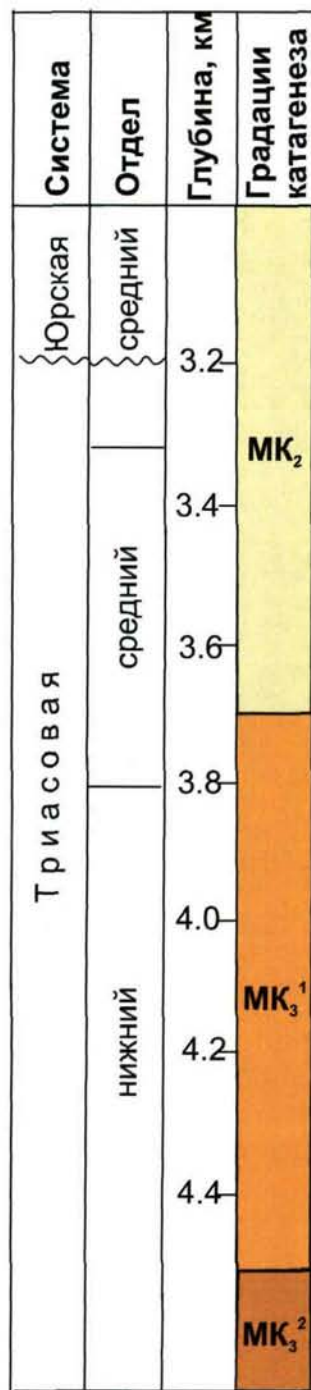


Рис. 31. Глубинная зональность катагенеза органического вещества в юрско-триасовых отложениях скв. Никольская-1 [Фомин, 1987].

В северных районах Западно-Сибирского мегабассейна отмечается довольно высокая преобразованность ОБ триаса, правда, эти толщи залегают на более значительных глубинах. В скв. Геологическая-35 на глубине 5250 м уровень зрелости ОБ отвечает середине градации $МК_3^2$ (R_{vt}^0 –1.71%). Более высокий катагенез ОБ отмечается на Уренгойской площади Среднепурского мегапрогиба. В скв. 673 преобразованность ОБ в подошве нижней юры (~5.3 км) отвечает концу $АК_1$ (R_{vt}^0 –2.4%), а в кровле среднего триаса (~5.5 км) – середине $АК_2$ (R_{vt}^0 –3.01%). Близкая ситуация отмечается в скв. 411, где в базальных горизонтах нижней юры (~5.3 км) уровень зрелости ОБ отвечает концу $АК_1$ (R_{vt}^0 –2.33%). Примерно с той же интенсивностью изменено ОБ (R_{vt}^0 –2.45%) в кровле триаса (~5.4 км). Вниз по разрезу катагенез быстро нарастает и на глубине 5.5 км отвечает середине этой градации (R_{vt}^0 –2.83%). Практически одинаковый уровень зрелости ОБ (начало $АК_1$) отмечается в подошве юры (R_{vt}^0 –2.04%) и в кровле триаса (R_{vt}^0 –2.1%) на Евояхинской площади. Высокая преобразованность ОБ триаса установлена на Таркосалинской и Черничной площадях (середина-конец $АК_2$, R_{vt}^0 –2.83–3.32%).

Мощный разрез осадочных отложений триаса на севере Западно-Сибирского мегабассейна вскрыт скв. Тюменская СГ-6 (> 0.8 км), пробуренной в центральной части Уренгойско-Колтогорского желоба. Здесь также как и в других районах мегабассейна, при переходе от юрских отложений к триасовым практически отсутствует углефикационный скачок. В подошве юры (5583 м) и в кровле триаса (5615 м) фиксируется одинаковый уровень зрелости ОБ (начало $АК_1$, R_{vt}^0 –2.15%). Вниз по разрезу катагенез плавно нарастает, достигая на глубине порядка 6.0 км начала $АК_2$ (R_{vt}^0 –2.5%), а ниже (~6.4 км) – конца этой градации (R_{vt}^0 –3.4%). На глубине 7310 м в расслапцованных аргиллитах пермского возраста, залегающих среди вулканогенных образований, ОБ достигло градации $АК_3$ (R_{vt}^0 –4.0%). В расположенной севернее скв. Еньяхинская СГ-7 преобразованность ОБ несколько выше. Здесь в верхних горизонтах триаса (5660 м) установлено начало градации $АК_2$ (R_{vt}^0 –2.8%). Вниз по разрезу катагенез нарастает и на глубине 6160 м достигает начала $АК_3$ (R_{vt}^0 –3.78%). Наиболее высоко преобразовано ОБ в арктических районах. Здесь на Восточно-Бованенковской площади вскрыты аргиллиты нижнего триаса, в которых уровень зрелости ОБ отвечает концу $АК_3$ (R_{vt}^0 –5.2%).

Приведенные материалы свидетельствуют, что преобразованность ОБ осадочных отложений триаса Западно-Сибирского мегабассейна изменяется в широком диапазоне шкалы катагенеза – от градации $МК_1^1$ до $АК_3$. Особенности катагенеза ОБ в этих толщах

аналогичны юрским. Здесь также наименее преобразовано ОВ (градация $МК_1^1$) по окраинам мегабассейна. К центру катагенез постепенно нарастает ($МК_1^2$ - $МК_2$), а в северных районах достигает градаций апокатагенеза. Характерной особенностью является практически отсутствие углефикационного скачка при переходе от нижнеюрских отложений к верхнетриасовым. Этот скачок отмечается только в том случае, если какая-то часть разреза была размыта. Следовательно, осадочные отложения триаса это типично платформенные толщи, претерпевшие максимальный катагенез одновременно с юрскими (за исключением арктических районов). Необходимо также отметить, что не отмечается особых различий в уровне зрелости ОВ между нижнетриасовыми и верхнепалеозойскими толщами. По-видимому, они претерпели максимальный катагенез примерно в одно и тоже время.

4.2. Глубинная зональность катагенеза органического вещества

Сравнительно хорошая изученность верхней части мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирского мегабассейна ставит весьма актуальной задачу поиска залежей углеводородов в его глубоких горизонтах. Однако перспективы нефтегазоносности глубоководнопогруженных толщ юры и триаса до сих пор остаются дискуссионными, что в определенной мере связано с относительно слабой их изученностью. Для оценки перспектив нефтегазоносности осадочных отложений важное значение имеет уровень зрелости органического вещества. Наиболее полноценную информацию о глубинной зональности катагенеза ОВ в осадочных отложениях Западно-Сибирского мегабассейна можно получить в его северных районах. Здесь пробурено более 30 скважин глубиной свыше 5.0 км, вскрывших полностью или на большую мощность осадочный чехол. Это существенно расширило представления о геологическом строении, нефтегазоносности, литологическом составе глубоководнопогруженных толщ и позволило перевести проблему от теоретических предпосылок к практическому решению.

Автором почти во всех глубоких скважинах проведено углепетрографическое изучение уровня зрелости ОВ меловых, юрских и триасовых отложений с глубин от ~ 2.0 км до базальных горизонтов осадочного чехла [Фомин. Кошторович, Красавчиков, 2001]. Впервые на большом фактическом материале (> 1500 анализов) систематизирована глубинная зональность катагенеза в мезозойских отложениях севера Западно-

Сибирского мегабассейна. С глубиной повсеместно происходит увеличение уровня зрелости органического вещества, но скорость (градиент) этих изменений варьирует по площади мегабассейна. Наиболее высокий глубинный градиент изменений катагенеза ОВ отмечается в Ямальской и Гыданской НГО, относительно низкий - в Надым-Пурской и Пур-Тазовской. Установлена также практически одинаковая глубинная зональность катагенеза ОВ в Пур-Тазовской НГО и Енисей-Хатангском региональном прогибе [Болдушевская, Фомин, Филиппов, 2000]. Следовательно, палеотермобарические условия в этих районах были близкими.

Выполнен анализ причин различной глубинной зональности катагенеза на территории рассмотренных НГО. В определенной степени эти различия могут быть объяснены разной интенсивностью положительных тектонических движений и, как следствие, неравномерно большими глубинами залегания отложений юры и мела на начало неотектонического этапа (граница палеогена и неогена). По оценкам И.П.Варламова, Р.О.Галабалы, П.П.Генералова и др. [Новейшая тектоника..., 1981] эти палеоглубины могли быть больше на 300-350 м. Между тем различия в современных глубинах, на которых фиксируется одна и та же градация катагенеза в разных НГО, достигают 800-900 м. Это позволяет предполагать, что наряду с размывом отложений в определенной части разреза на новейшем тектоническом этапе, различия в глубинной зональности катагенеза связаны с особенностями термобарических режимов недр этих НГО, т.е. с глубинным тектоническим строением региона.

По материалам исследования параметрических скважин построено три профиля глубинной зональности катагенеза на севере Западно-Сибирского мегабассейна [Конторович, Фомин, Дочкин, 2001]. На профиле I-I, протягивающемся от Харасавэйской площади (Восточно-Пайхойская моноклиза) на западе Ямальской НГО до Тазовской на востоке Пур-Тазовской НГО (Большехетская мегасинеклиза), отчетливо наблюдается увеличение уровня зрелости ОВ с глубиной (рис. 32). Нижняя граница градации ПК₃ (изореспленда R^0_{vt} - 0.50%) здесь фиксируется на глубинах 1.5-2.5 км. Градация МК₁¹ на разных участках профиля заканчивается на глубинах 1.8-3.2 км (мощность ее в основном 0.8-1.0 км), МК₁² - 2.3-3.6 км (0.6-0.9 км), МК₂ - 2.8-4.2 км (0.4-0.5 км), МК₃¹ - 3.2-4.5 км (0.3-0.4 км), МК₃² - 3.5-4.0 км (0.2-0.3 км). На рис. 32 отчетливо видно, что мощности зон градаций мезокатагенеза сокращаются вниз по разрезу. На Восходной и Новопортовской площадях вскрыты терригенно-карбонатные отложения палеозоя, ОВ которых преобразовано до градаций апокатагенеза. Тогда как в

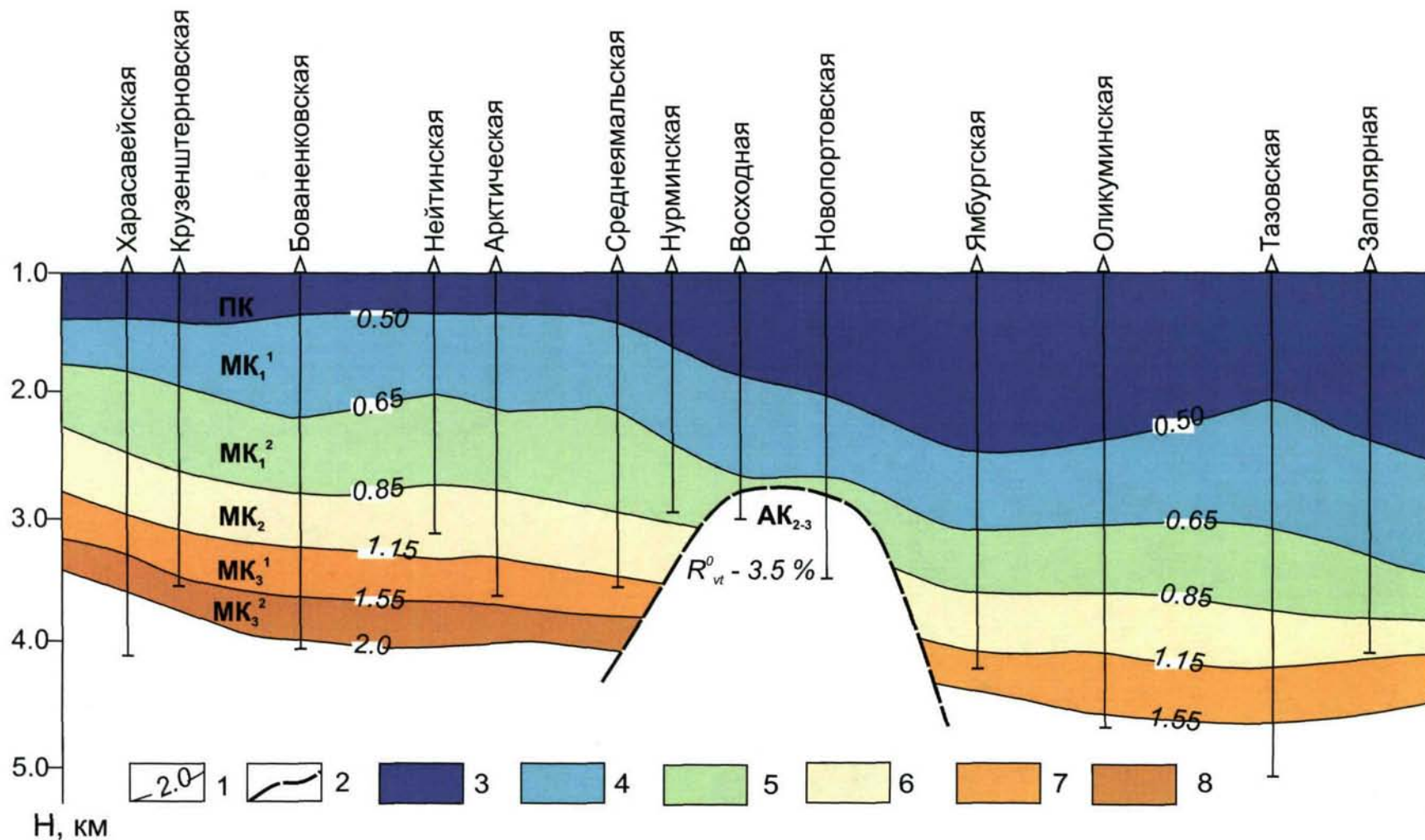


Рис. 32. Глубинная зональность катагенеза органического вещества в мезозойских отложениях на севере Западно-Сибирского мегабассейна (профиль I-I) [Фомин, Конторович, Красавчиков, 2001]. Условные обозначения: 1- изореспленды витринита (R_{v}^0); 2- кровля палеозойских отложений; 3-8 градации катагенеза: 3 - ПК; 4- МК₁¹; 5- МК₁²; 6- МК₂; 7- МК₃¹; 8- МК₃².

базальных горизонтах осадочного чехла уровень зрелости ОВ отвечает градации $МК_1^2$. Следовательно, в этом районе фиксируется значительный углефикационный скачок между мезозойскими и палеозойскими отложениями.

Аналогичные особенности изменения катагенеза ОВ с глубиной отмечаются на субширотном профиле II-II от Ярудейской площади на западе (Ярудейский межавыступ) до Южно-Русской (Часельский наклонный межавал) на востоке (рис. 33). Нижняя граница градации $ПК_3$ (изореспленда $R_{\text{вт}}^0-0.50\%$) на разных участках профиля прослеживается на глубинах 1.5-2.5 км. Градация $МК_1^1$ ($R_{\text{вт}}^0-0.65\%$) заканчивается на глубинах 2.3-3.3 км (мощность ее 0.7-0.9 км), $МК_1^2$ ($R_{\text{вт}}^0-0.85\%$) – 3.0-3.9 км (0.6-0.7 км), $МК_2$ ($R_{\text{вт}}^0-1.15\%$) – 3.5-4.5 км (0.4-0.5 км), $МК_3^1$ ($R_{\text{вт}}^0-1.55\%$) – 4.0-5.0 км (0.3-0.5 км), $МК_3^2$ ($R_{\text{вт}}^0-2.0\%$) – 4.3-5.5 км (0.3-0.5 км), $АК_1$ - ($R_{\text{вт}}^0-2.5\%$) - 5.0-5.7 км (0.2-0.3 км). На рис. 33 отчетливо видно, что зоны градаций катагенеза с запада на восток постепенно погружаются на более значительные глубины, достигая максимума в Уренгойско-Колтогорском желобе. Причем мощности этих зон катагенеза различные – они довольно существенные (0.6-0.9 км) в верхних горизонтах разреза, где ОВ преобразовано до начальных градаций мезокатагенеза и сокращенные в нижних (0.2-0.4 км) с уровнем зрелости ОВ конца мезокатагенеза - начала апокатагенеза. На пяти разведочных площадях этого профиля вскрыты осадочные породы палеозоя, ОВ которых преобразовано до градаций апокатагенеза. На большинстве площадей между мезозойскими (градации мезокатагенеза) и палеозойскими толщами отмечается существенный углефикационный скачок. И только в Уренгойско-Колтогорском желобе эти отложения имеют близкий уровень зрелости ОВ (градации АК).

Довольно наглядно глубинная зональность катагенеза ОВ в мезозойских толщах прослеживается на субмеридиональном профиле III-III, протягивающемся от Штормовой площади на северо-западе Гыданской НГО (Южно-Карская мегаседловина) до Западно-Таркосалинской (Южно-Надымская мегамоноклиза) на юго-востоке Пур-Тазовской НГО (рис. 34). Нижняя граница градации $ПК_3$ здесь также фиксируется на глубинах 1.5-2.5 км. Градация $МК_1^1$ на разных участках профиля заканчивается на глубинах 2.0-3.2 км (мощность ее в основном 0.8-0.9 км), $МК_1^2$ – 2.6-3.6 км (0.5-0.8 км), $МК_2$ – 3.1-4.2 км (0.4-0.5 км), $МК_3^1$ – 3.6-4.7 км (0.3-0.4 км), $МК_3^2$ – 3.9-5.2 км (0.3-0.4 км), $АК_1$ – 4.3-5.5 км (0.2-0.3 км).

Обобщение углепетрографических материалов по разрезу ряда локальных структур (Уренгойской, Новоуренгойской, Северо-Уренгойской, Евояхинской, Самбургской)

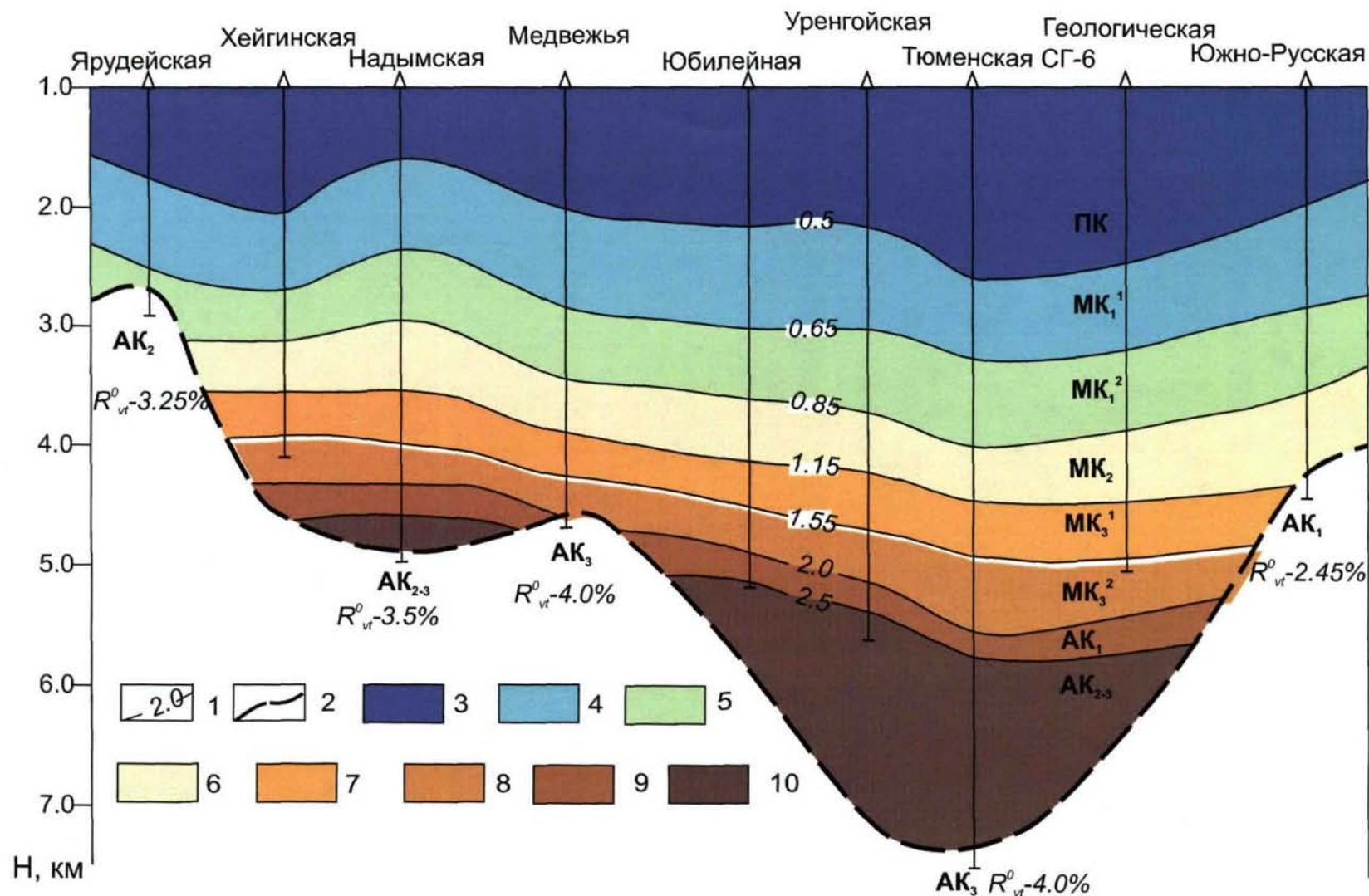


Рис. 33. Глубинная зональность катагенеза органического вещества в мезозойских отложениях на севере Западно-Сибирского мегабассейна (профиль II-II) [Фомин, Конторович, Красавчиков, 2001]. Условные обозначения: 1- изореспленды витринита ($R_{\text{вр}}^0$); 2- кровля палеозойских отложений; 3-10 градации катагенеза: 3 - ПК; 4- МК₁¹; 5- МК₁²; 6- МК₂; 7- МК₃¹; 8- МК₃²; 9- АК₁; 10- АК₂₋₃.

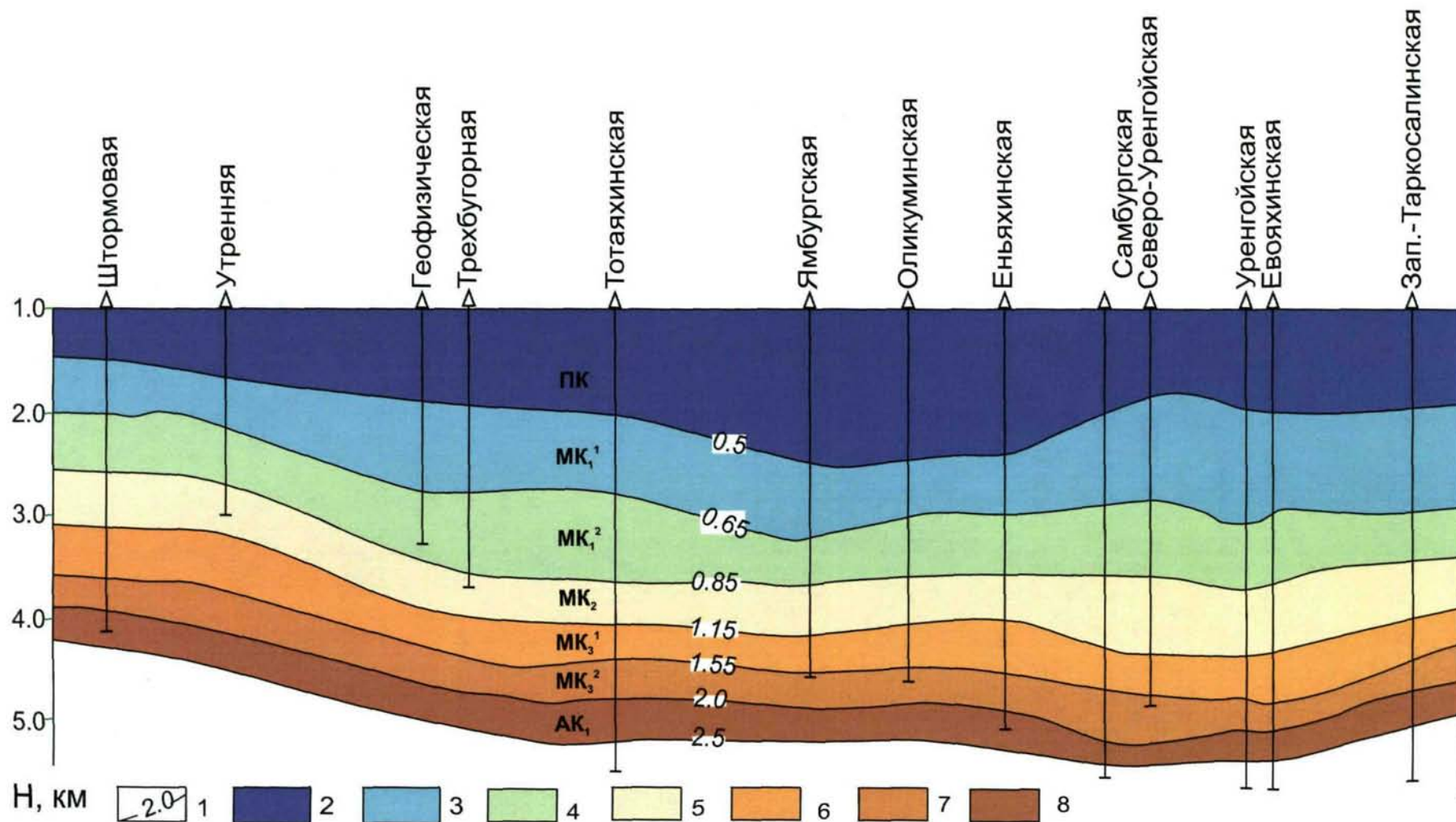


Рис. 34. Глубинная зональность катагенеза органического вещества в мезозойских отложениях на севере Западно-Сибирского мегабассейна (профиль III-III) [Фомин, Конторович, Красавчиков, 2001]. Условные обозначения: 1- изореспленды витринита (R_{vt}^0); 2-8 градации катагенеза: 2 - ПК; 3- МК_1^1 ; 4- МК_1^2 ; 5- МК_2 ; 6- МК_3^1 ; 7- МК_3^2 ; 8- АК_1 ;

Среднепурского мегапрогиба и Нижнепурского мегавала позволило построить сводную схему глубинной зональности катагенеза западного борта Уренгойско-Колтогорского желоба (рис. 35). В верхних горизонтах неокома (глубина 1.9 км), преобразованность ОВ отвечает началу градации $МК_1^1$ [Фомин, 1995]. Вниз по разрезу катагенез постепенно нарастает, и на глубине порядка 2.3 км фиксируется переход к $МК_1^2$. Зона этой градации занимает довольно широкий интервал разреза и прослеживается до глубины примерно 3.3 км, охватывая нижнюю часть неокома. Заметно меньшие мощности имеют градации $МК_2$, зафиксированная в интервале глубин 3.3-3.9 км (верхняя-средняя юра) и $МК_3^1$ (3.9-4.4 км). Примерно одинаковые и относительно узкие интервалы разреза занимают градации $МК_3^2$ и $АК_1$. Первая прослеживается на глубинах 4.4-4.8 км (нижняя-средняя юра), а вторая – 4.8-5.2 км (нижняя юра). Наиболее существенные преобразования испытали отложения триаса. Здесь, в интервале порядка 5.2-5.6 км зафиксированы градации $АК_{2-3}$.

Несколько иная глубинная зональность катагенеза установлена в юрско-триасовых отложениях скв. Тюменская СГ-6, являющейся самой глубокой скважиной в Западной Сибири (забой 7502 м). Она вскрыла весь мезозойско-кайнозойский осадочный чехол и остановлена в осадочно-вулканогенных образованиях верхнего палеозоя. Поэтому выяснение изменения уровня зрелости ОВ вниз по разрезу представляет особую ценность. Для построения глубинной зональности катагенеза в интервале 2.0-6.4 км использованы результаты более 200 замеров отражательной способности витринита (рис. 36). В этой скважине отбор керна начат с подошвы нижнего мела (3698 м), поэтому уровень зрелости ОВ верхних горизонтов взят с соседних площадей (Уренгойская, Евояхинская). Нахождение ее в центре Уренгойско-Колтогорского желоба проявилось в том, что залегание стратиграфических подразделений и зон катагенеза здесь несколько глубже, чем в бортовых частях структуры. Так, в скв. Тюменской СГ-6 зона градации $МК_2$ прослеживается на глубинах 4.0-4.5 км и охватывает почти всю среднюю юру. Такую же мощность имеет градация $МК_3^1$ (4.5-5.0 км), которая занимает базальные горизонты средней и значительную часть нижней юры. В более глубокопогруженных толщах нижней юры ОВ достигло уровня зрелости $МК_3^2$ - $АК_1$ градаций (5.0-5.6 км). Довольно существенные катагенетические изменения испытали отложения триаса, в которых ОВ преобразовано до апокатагенеза ($АК_{1-3}$). Зона градации $АК_1$ занимает узкий интервал разреза, прослеживаясь на глубинах порядка 5.50-5.75 км. Обычно небольшие мощности зон катагенеза в платформенных областях связаны с размывами определенной

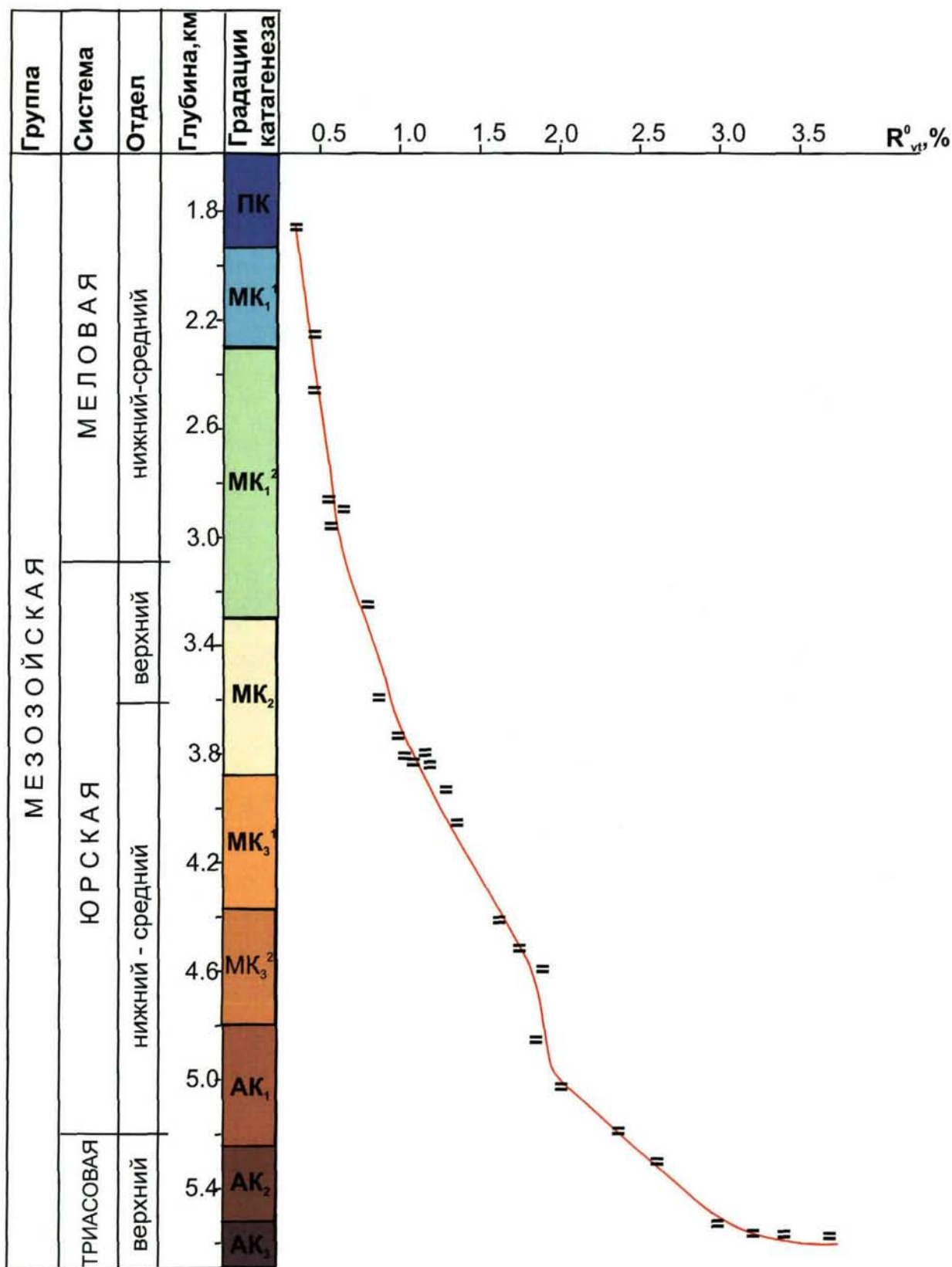


Рис. 35. Глубинная зональность катагенеза органического вещества в мезозойских отложениях западного борта Уренгойско-Колтогорского желоба (разведочные площади: Уренгойская, Новоуренгойская, Евояхинская, Северо-Уренгойская, Самбургская) [Фомин, 1995].

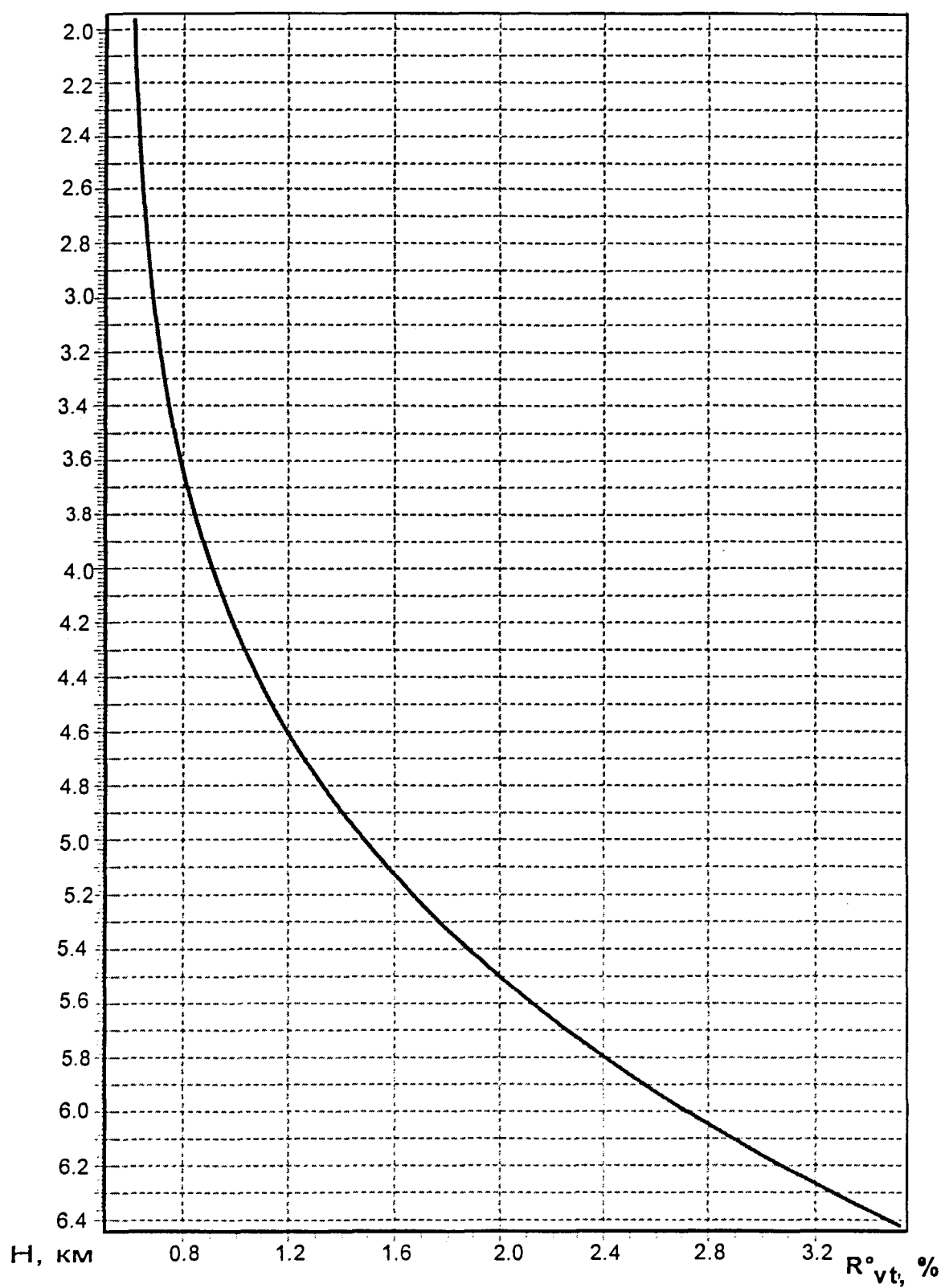


Рис. 36. Изменение отражательной способности витринита (R°_{vt}) с глубиной в скв. Тюменская СГ- 6 [Фомин, 1995].

части разреза. В пользу такого заключения может служить скачок в росте отражательной способности витринита в этом интервале разреза. К тому же следующая градация АК₂ имеет существенную мощность (0.65 км в интервале 5.75-6.40 км), которая ниже сменяется АК₃. Эти материалы показывают, что в верхних горизонтах осадочного чехла градиент изменения катагенеза довольно слабый и градация МК₁² имеет мощность порядка 1.1 км, МК₂ – 0.8 км. Ниже интенсивность преобразования ОВ усиливается и мощность градаций МК₃¹-АК₂ – существенно сокращается (0.25-0.60 км).

Следует отметить, что по Уренгойскому району уже выполнялись подобные исследования, но до глубин порядка 5.0-5.5 км. Мы же имели возможность проследить изменение степени катагенеза ОВ до подошвы осадочного чехла (6.5 км). Причем наши данные по глубинной зональности катагенеза ОВ западной части Уренгойско-Колтогорского желоба совпадают с подобной шкалой других авторов [Ермаков, Скоробогатов, 1990]. Однако имеются небольшие расхождения по оценке уровня зрелости ОВ юрских отложений в скв. Тюменской СГ-6 (табл. 26). По данным Е.И.Соболевой [Борукаев, 1991], здесь катагенез несколько слабее, чем по нашим материалам. Так, градация МК₁² прослеживается до глубины 4.1 км, МК₂ - до 4.7 км, МК₃¹ – до 5.4 км. Ниже этого особенности изменения катагенеза ОВ совпадают с нашими

Таблица № 26

Глубинная зональность катагенеза в Уренгойском районе.

Градации катагенеза	Скв. Тюменская СГ - 6			Западный склон Среднепурского мегапрогиба		
	интервалы градаций катагенеза по данным разных авторов, км					
	Фомин, 1991, 1995, 2001	Лопатин, Емец, 1998	Соболева, 1991	Фомин, 1995	Лопатин, Емец, 1998	Скоробогатов, Ермаков, 1990, 1997
МК ₁ ¹						2.50-3.10
МК ₁ ²				2.30-3.30		3.10-3.50
МК ₂	3.80-4.50	4.05-4.45	4.10-4.70	3.30-3.90	3.80-4.25	3.50-3.90
МК ₃ ¹	4.50-5.05	4.45-4.84	4.70-5.40	3.90-4.40	4.25-4.75	3.90-4.40
МК ₃ ²	5.05-5.50	4.84-5.48	5.40-5.70	4.40-4.80	4.75-5.30	4.40-5.00
АК ₁	5.50-5.85	5.48-6.10	5.70-5.80	4.80-5.20	5.30-5.90	
АК ₂	5.85-6.40	6.10->6.50	5.80-6.10	5.20-5.50	5.90-7.0	

данными. Материалы Н.В.Лопатина и Т.П.Емец (1998) по глубинной зональности катагенеза ОВ в скв. Тюменской СГ–6 практически совпадают с данными автора. Исследование кернового материала с семи скважин Уренгойского месторождения, позволило ряду исследователей построить также схему глубинной зональности для западного склона Среднепурского мегапрогиба (табл. 26).

Построен субмеридиональный профиль IV-IV глубинной зональности катагенеза в Ноябрьском нефтегазоносном районе от Варьеганской площади на юге (Варьеганско-Тагринский межавыступ) до Харампурской (Восточно-Пурская мегамоноклираль) на севере (рис. 37). В интервале разреза 2.8-4.3 км преобразованность ОВ постепенно нарастает от градации $МК_1^1$ до $МК_2$. На глубинах порядка 2.7-3.0 км градация $МК_1^1$ сменяется $МК_1^2$, которая затем ниже в интервале 3.3-3.4 км переходит в $МК_2$. Мощность градации $МК_1^2$ по разрезу составляет порядка 0.35-0.50 км, а $МК_2$ существенно меняется по территории. В южных районах она не превышает первых сотен метров, а к северу постепенно увеличивается, достигая на Стахановской площади 0.9 км. Приведенные материалы свидетельствуют, что в южных районах профиля отмечаются относительно небольшие мощности начальных градаций катагенеза, которые обычно не характерны для платформенных областей. Поэтому не исключено, что определенная часть разреза здесь была в прошлом размыта. На Северо-Варьеганской площади вскрыты терригенно-карбонатные отложения среднего палеозоя. Здесь при переходе от юрских отложений к палеозойским фиксируется существенный углефикационный скачок. В базальных горизонтах юры ОВ преобразовано до середины градации $МК_2$ ($R_{\text{н}}^0$ - 1.0%), а в кровле палеозоя до конца $АК_1$ ($R_{\text{н}}^0$ - 2.45%).

Сопоставляя зоны глубинной зональности катагенеза в северных районах Западно-Сибирского мегабассейна можно проследить, что они секут стратиграфические границы и обычно согласуются с максимальной палеоглубиной и, соответственно, с максимальной палеотемпературой. Несмотря на различия в современных глубинах залегания одноименных зон катагенеза, преобразованность разновозрастных отложений примерно одинаковая (Уренгойский район). Следовательно, максимальные палеоглубины и палеотемпературы у них были довольно близкими. По мнению А.Р.Курчикова (1992), максимальные темпы роста палеотемператур осадочного чехла имели место в палеогене, что он объясняет двумя факторами. Во-первых, за сравнительно короткий период была накоплена значительная мощность осадков. Во-вторых, по литологическому составу они представлены, в основном, глинистыми породами, характеризующимися аномально низкими значениями коэффициента теплопроводности. К концу раннего олигоцена палеотемпературы в породах достигли максимальных значений. В дальнейшем по всей территории Западной Сибири температура имела устойчивую тенденцию к понижению. Современные температурные условия триас-нижнеюрских отложений Уренгойского района в целом характеризуются

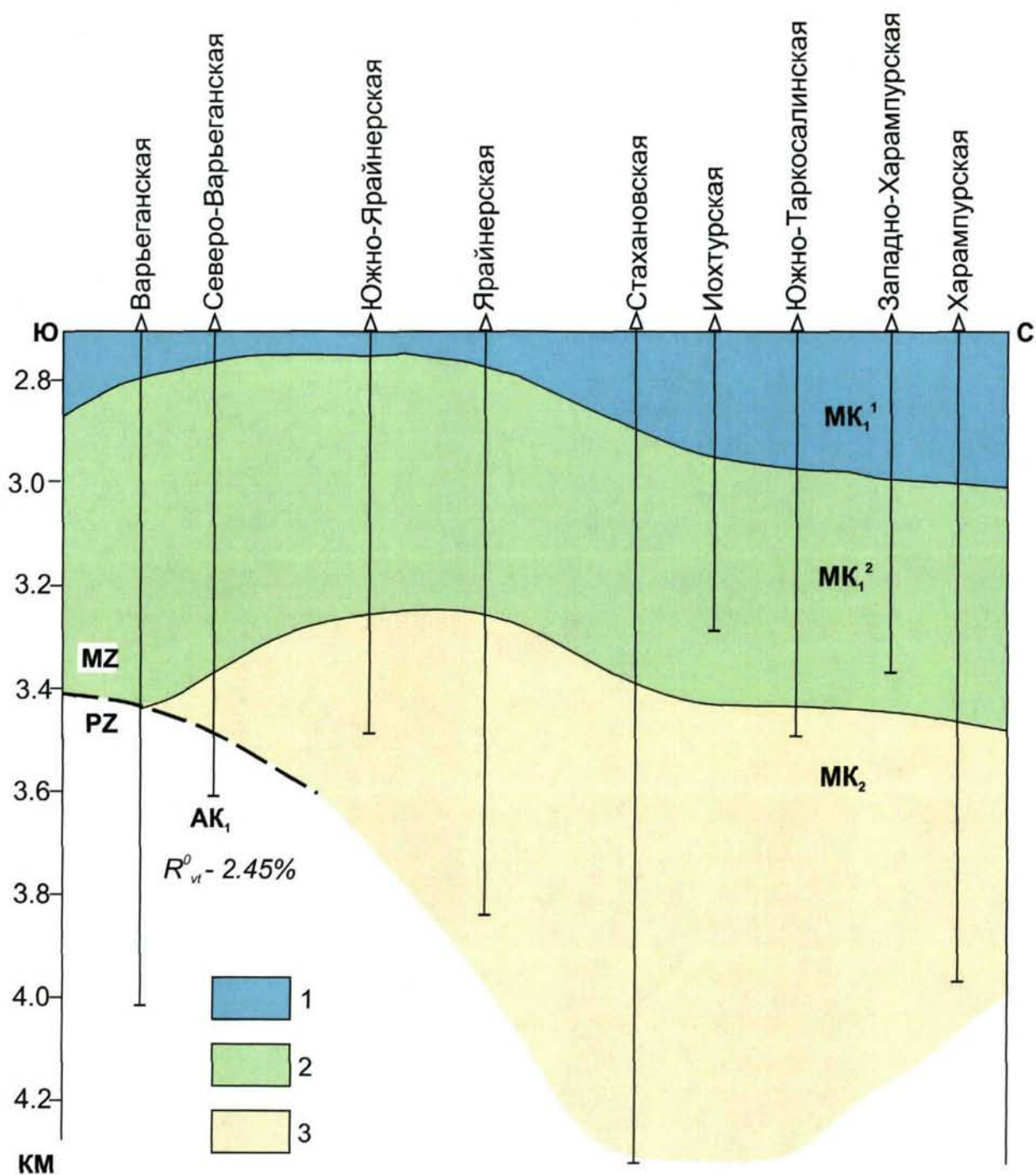


Рис. 37. Глубинная зональность катагенеза органического вещества в мезозойских отложениях Надым-Пурской НГО (профиль IV-IV).
Условные обозначения: 1-3- градации катагенеза: 1- МК₁¹; 2- МК₁²; 3- МК₂.

ростом температур на западном борту Нижнепурского мегапрогиба и постоянным снижением их в восточном направлении на одном и том же уровне глубин. Во внутренней части мегапрогиба и на западном борту отмечается тенденция увеличения температур в зависимости от близости фундамента. Вероятно, палеотемпературы имели такие же особенности изменения по территории Уренгойского района, поскольку в разновозрастных отложениях западного борта Нижнепурского мегапрогиба катагенез ОВ несколько больше, чем в центре и на востоке структуры.

В целом, для северных районов Западной Сибири в верхних горизонтах осадочного чехла наблюдается растянутая зональность катагенеза (рис. 32-34). По-видимому, это связано с существенной мощностью платформенного чехла, что приводило к ослаблению тепловых потоков от фундамента вверх по разрезу и, соответственно, к замедлению здесь интенсивности преобразования ОВ. По этой же причине с приближением к фундаменту мощности последующих зон катагенеза заметно сокращаются, т.е. в данном случае наблюдается типичное проявление регионального катагенеза. Судя по высокому уровню зрелости ОВ в подошве осадочного чехла (градации апокатагенеза) и медленному росту отражательной способности витринита с глубиной, прогрев пород был довольно длительным. Обычно плавное и почти прямолинейное изменение средних значений $R^0_{\text{в}}$ может свидетельствовать как об отсутствии существенных перерывов в осадконакоплении, так и магматических тел в разрезе. Внедрение последних приводит к аномальному росту степени карбонизации ОВ, правда, обычно это проявляется на небольшом расстоянии. Преобразованность отложений в интервале глубин 5.5-6.5 км до градаций апокатагенеза может свидетельствовать о том, что максимальные палеотемпературы были существенно больше, чем современные. В скв. Тюменская СГ-6 на глубине 6.0 км современная температура составляет порядка 180⁰С. А при таких температурах ОВ за определенное геологическое время может быть преобразовано лишь до средних градаций мезокатагенеза, а не апокатагенеза.

В центральных районах Западно-Сибирского мегабассейна отмечается существенно иная глубинная зональность катагенеза ОВ в отложениях осадочного чехла. Если на севере, ОВ преобразовано практически по всей шкале катагенеза, то здесь только до средних градаций мезокатагенеза. Обобщение всех имеющихся материалов по уровню зрелости ОВ в Среднеобской НГО показывает, что здесь нижняя граница градации ПК₃ прослеживается до глубин порядка 1.7-1.8 км. Значительный интервал

разреза занимает градация $МК_1^1$, мощность которой достигает 1.0 км. С глубиной по мере приближения к фундаменту интенсивность роста катагенеза ОВ заметно увеличивается и следующая градация $МК_1^2$ имеет существенно меньшую мощность (~ 0.6 км). Нередко преобразованность ОВ базальных горизонтов платформенного чехла не превышает этой градации и лишь на отдельных участках уровень зрелости ОВ достигает градации $МК_2$.

Наиболее медленный рост градиента катагенеза с глубиной отмечается на западной окраине Западно-Сибирского мегабассейна (Фроловская и Приуральская НГО). В Фроловской НГО нижняя граница градации $ПК_3$ прослеживается до глубины порядка 1.55 км, а в интервале 1.55-2.35 км уровень зрелости ОВ отвечает градации $МК_1^1$. Существенную мощность имеет градация $МК_1^2$ (>1.0 км), которая нередко прослеживается до подошвы платформенного чехла и лишь на отдельных участках в нижних горизонтах его ОВ преобразовано до градации $МК_2$. Близкие особенности изменения катагенеза ОВ с глубиной отмечаются в Приуральской НГО. Здесь также нижняя граница градации $ПК_3$ фиксируется на глубине порядка 1.5 км, а градация $МК_1^1$ выделяется в диапазоне 1.5-2.3 км. Однако мощность $МК_1^2$ градации резко сокращается и не превышает первых сотен метров. По-видимому, здесь значительная часть разреза в прошлом была размыта.

Детальное изучение изменения отражательной способности витринита по разрезам многих параметрических скважин в юго-восточных районах Западно-Сибирского мегабассейна позволило построить четыре профиля глубинной зональности катагенеза ОВ. На субмеридиональном профиле V-V от Майской площади (Нюрольская мегавападина) до Кондаковской (Александровский мегавал) глубинная зональность катагенеза ОВ на разных участках существенно отличается (рис. 38). Наиболее растянутая она в Нюрольской мегавападине (мощность градаций катагенеза 0.4-0.7 км) и сжатая на Средневасюганском и Александровском мегавалах (первые сотни метров). Градация $МК_1^1$ в Нюрольской мегавападине прослеживается до глубин 2.60-2.75 км. В северном направлении наблюдается повышение ее нижней границы до глубины 2.3 км на Средневасюганском мегавале, а затем некоторое снижение до глубин 2.35-2.45 км на юге Александровского мегавала. Нижележащие отложения юры преобразованы в основном до градации $МК_1^2$, а на отдельных участках Александровского мегавала, примыкающих к Колтогорскому мезопрогибу, до $МК_2$. Мощность градации $МК_1^2$ варьирует от 0.35-0.50 км в Нюрольской мегавападине до 0.1-0.2 км на Александровском мегавале. Мощность

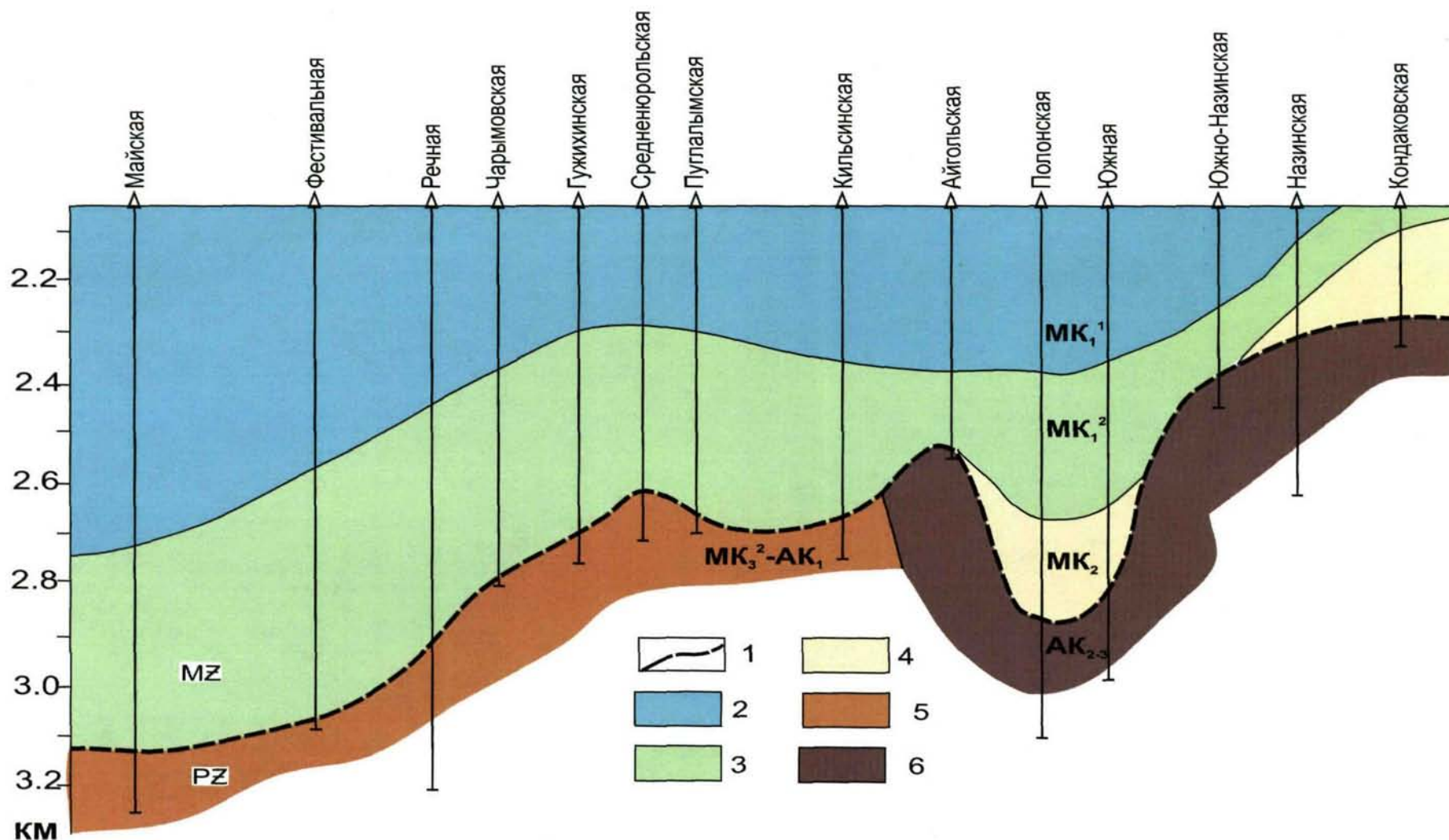


Рис. 38. Глубинная зональность катагенеза органического вещества в мезозойских отложениях на юго-востоке Западно-Сибирского мегабассейна (профиль V-V).
Условные обозначения: 1- кровля палеозойских отложений; 2-6 градации катагенеза: 2- МК₁¹; 3- МК₁²; 4- МК₂; 5- МК₃²-АК₁; 6- АК₂₋₃.

градации $МК_2$ на этой структуре не превышает 0.2 км. Следовательно, здесь также значительная часть осадочного чехла была размыта.

Аналогичная особенность изменения уровня зрелости $ОВ$ с глубиной прослеживается и на субширотном профиле VI-VI, протягивающемся от Карандашовской площади на западе (Каймысовский свод) до Крыловской на востоке (Парабельский наклонный мегавал). Здесь, также значительные мощности градаций катагенеза отмечаются во впадинах и сокращенные - на поднятиях (рис. 39). Хотя, здесь нижняя граница градации $МК_1^1$ прослеживается на более значительных глубинах: на Каймысовском своде – до 2.5-2.6 км; в Нюрольской мегавпадине – до 2.7 км; на Пудинском куполовидном мезоподнятии – до 2.45 км и на Парабельском наклонном мегавале до 2.55 км. Мощность градации $МК_2$ следующая: Каймысовский свод - 0.15-0.35 км; Нюрольская мегавпадина - 0.35-0.50 км; Пудинское куполовидное мезоподняние - 0.15-0.20 км; Парабельский наклонный мегавал – до 0.55 км. Более значительные изменения претерпело $ОВ$ в районе Колтогорско-Нюрольского желоба. Здесь, на Поньжевой и Глуховской площадях в интервале глубин 2.75-3.35 км $ОВ$ преобразовано до градации $МК_2$, которая ниже сменяется градацией $МК_3^1$. Довольно существенный катагенез прослеживается и восточнее (Южно-Фестивальная, Тамрадская), где в базальных горизонтах платформенного чехла (глубины 3.1-3.3 км) $ОВ$ достигло градации $МК_2$. Подобный уровень зрелости $ОВ$ зафиксирован также в подошве мезозойских отложений на Парабельском наклонном мегавале.

Несколько иная ситуация отмечается на профиле VII-VII между разведочными площадями Северо-Мыльджинская – Громовская (рис. 40). Он начинается от восточной окраины Васюганского мегавала, проходит через Александровский мегавал, Усть-Тымскую мегавпадину, Пыль-Караминский мегавал и заканчивается в Восточно-Пайдугинской мегавпадине. Здесь нижние границы градаций $МК_1^1$ и $МК_1^2$ прослеживаются на глубинах соответственно 2.35-3.00 км и 2.4-3.1 км. Причем они более высоко залегают на поднятиях (Александровский, Пыль-Караминский мегавалы) и погружены в мегавпадинах (Усть-Тымская, Восточно-Пайдугинская).

На субмеридиональном профиле VIII-VIII, протягивающемся от Крапивинской площади (Каймысовский свод) до Советской (Нижевартовский свод), видно, что в интервале глубин 2.0-3.1 км преобразованность $ОВ$ изменяется от градации $МК_1^1$ до $МК_2$, с преобладанием $МК_1^1$ и $МК_1^2$ (рис. 41). Нижняя граница градации $МК_1^1$ заметно варьирует по территории. На Каймысовском своде она прослеживается до глубин ~2.60 км,

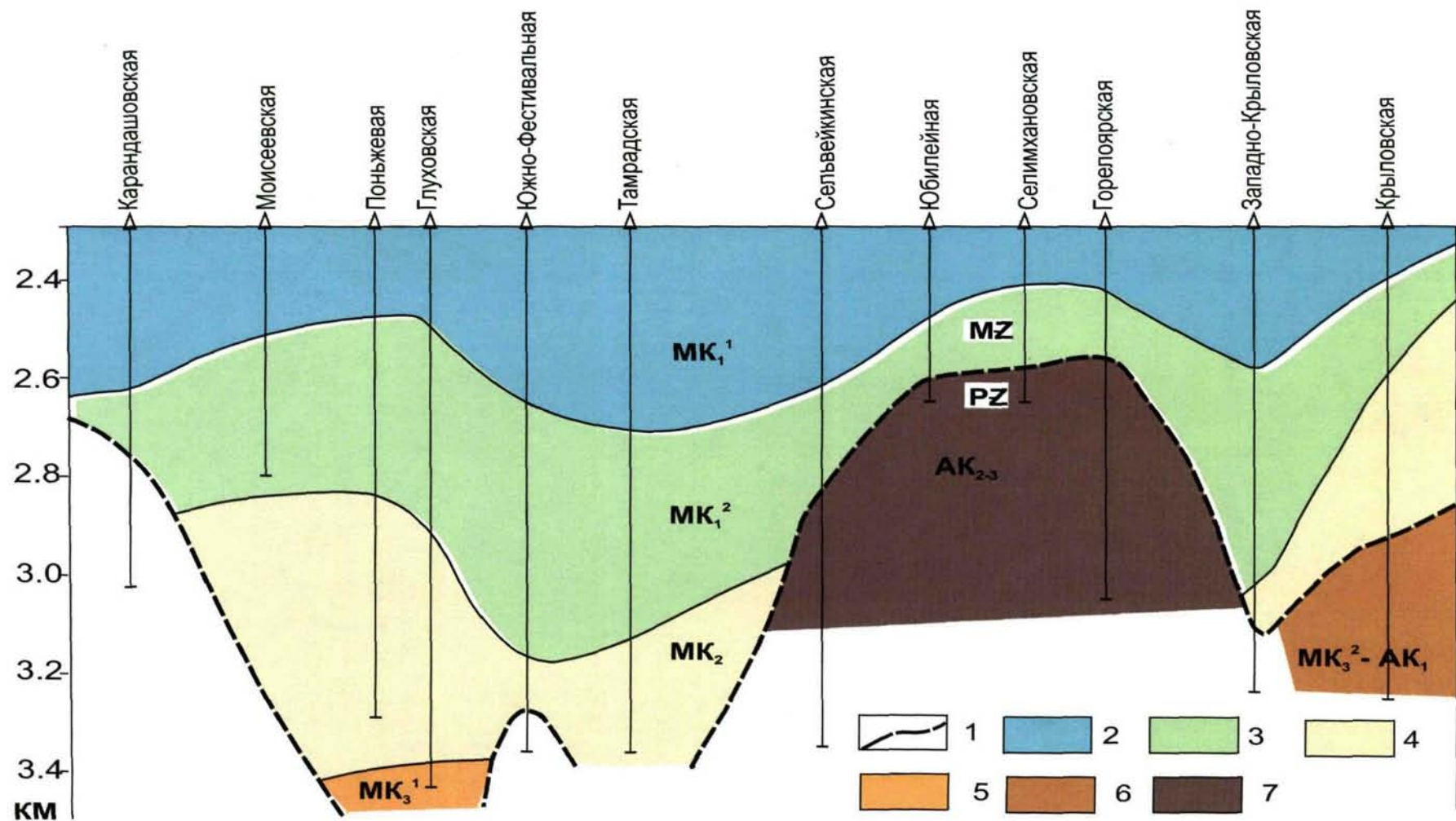


Рис. 39. Глубинная зональность катагенеза органического вещества в мезозойских отложениях на юго-востоке Западно-Сибирского мегабассейна (профиль VI-VI).
Условные обозначения: 1 - кровля палеозойских отложений; 2-7 - градации катагенеза: 2- МК₁¹; 3- МК₁²; 4- МК₂; 5- МК₃¹; 6- МК₃²-АК₁; 7- АК₂₋₃.

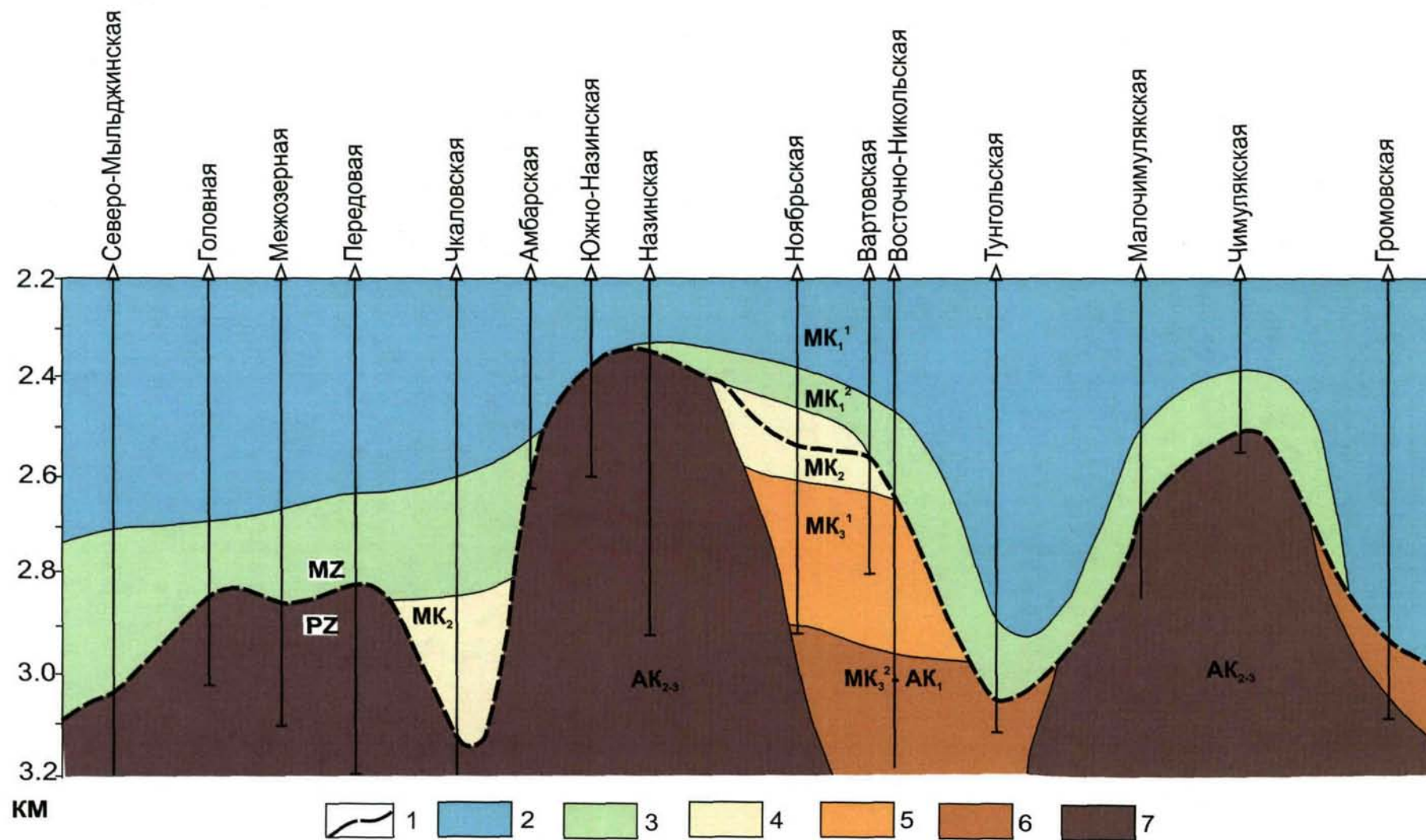


Рис. 40. Глубинная зональность катагенеза органического вещества в мезозойских отложениях на юго-востоке Западно-Сибирского мегабассейна (профиль VII-VII). Условные обозначения: 1 - кровля палеозойских отложений; 2-7 - градации катагенеза: 2- МК₁¹; 3- МК₁²; 4- МК₂; 5- МК₃¹; 6- МК₃²- АК₁; 7- АК₂₋₃.

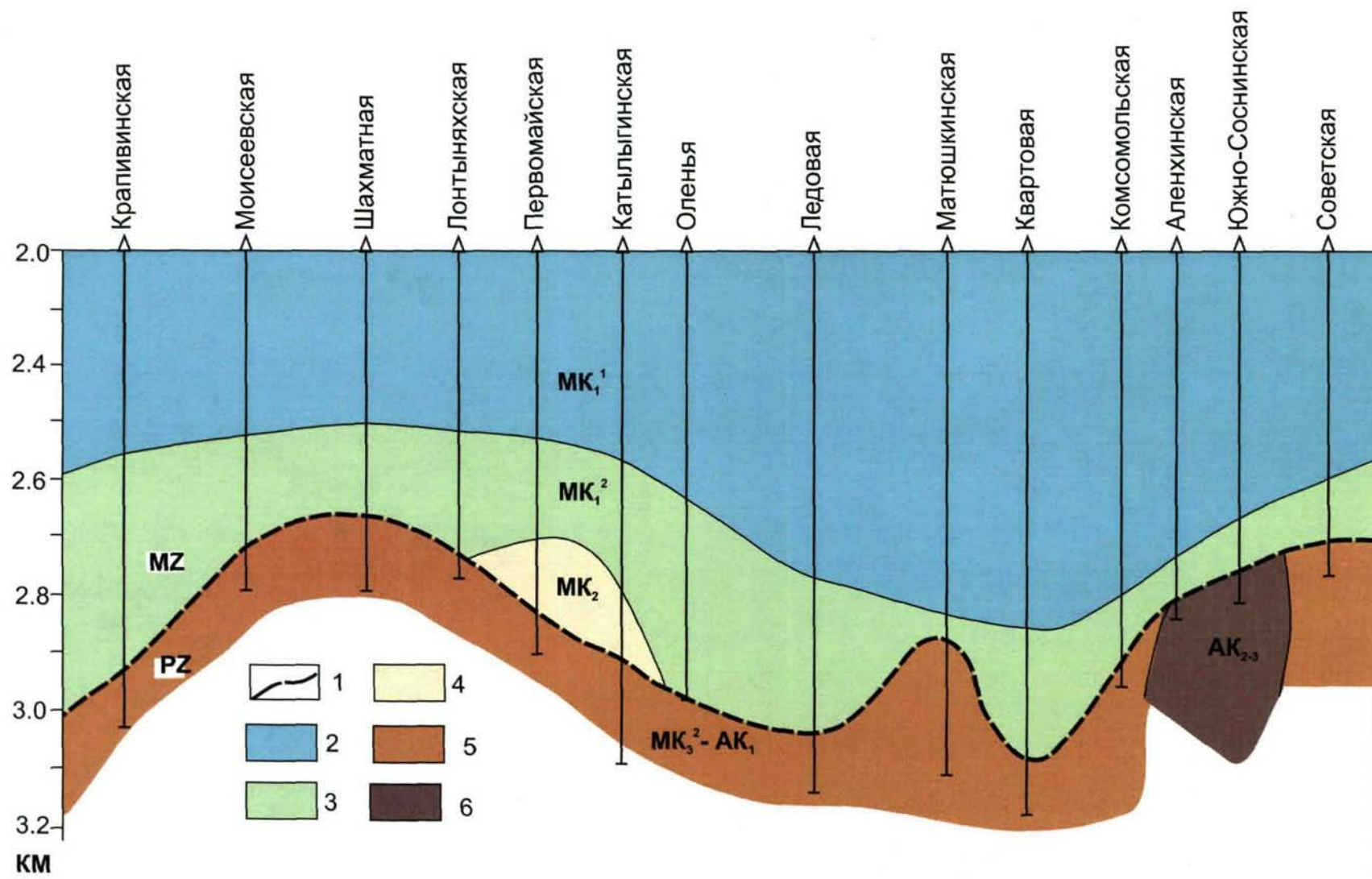


Рис. 41. Глубинная зональность катагенеза органического вещества в мезозойских отложениях на юго-востоке Западно-Сибирского мегабассейна (профиль VIII-VIII). Условные обозначения: 1 - кровля палеозойских отложений; 2-6 - градации катагенеза: 2- MK₁¹; 3- MK₁²; 4- MK₂; 5- MK₃²- AK₁; 6- AK_{2,3}.

затем к северу понижается до 2.80-2.85 км (Матюшкинская, Квартовая) и дальше снова повышается до 2.6 км на Советской площади. Ниже по разрезу ОВ преобразовано до градации $МК_1^2$, которая прослеживается до подошвы мезозойско-кайнозойского осадочного чехла. Ее мощность варьирует от 0.15-0.40 км на Каймысовском своде до 0.1 км - на Нижневартовском. Такие маленькие мощности начальных градаций мезокатагенеза обычно не характерны для платформенных отложений. Следовательно, значительная часть разреза осадочного чехла была в прошлом размыва.

На рис. 38-41 наглядно видны вариации глубинной зональности катагенеза на рассматриваемой территории. Вся юго-восточная часть региона нами условно подразделена на четыре области, различающиеся палеотермобарическими режимами и соответственно условиями катагенеза: Каймысовская НГО, Колтогорско-Нюрольский желоб и смежные территории, Центральная (большая часть Васюганской и Пайдугинской НГО) и Восточная (восточнее Пайдугинского мегавала). Наиболее высокий глубинный градиент изменений катагенеза ОВ установлен в районе Колтогорско-Нюрольского желоба. Здесь в интервале глубин 2.0-3.4 км преобразованность ОВ варьирует от начала градации $МК_1^1$ до $МК_3^1$. Восточнее (Васюганская НГО) интенсивность нарастания катагенеза ОВ с глубиной несколько меньше. Здесь уровень зрелости ОВ изменяется от конца градации $ПК_3$ до конца $МК_1^2$. Еще ниже градиент изменения катагенеза в Каймысовской НГО, хотя в пределах тех же градаций катагенеза. Наименьшая интенсивность роста уровня зрелости ОВ с глубиной отмечается в Восточной области. Здесь в интервале глубин 1.5-3.0 км преобразованность ОВ варьирует от градации $ПК_3$ до начала $МК_1^2$.

Различная интенсивность изменения катагенеза ОВ с глубиной объясняется особенностями температурных режимов этих областей. В Колтогорско-Нюрольском желобе быстрое нарастание катагенеза ОВ с глубиной связано с напряженным геотермическим полем. Здесь на глубине порядка 3.0 км современные температуры достигают 150°C , хотя в соседних (Каймысовская и Васюганская НГО) обычно не превышают $80-90^{\circ}\text{C}$. В определенной степени повышенный температурный режим Колтогорско-Нюрольского желоба связан с наличием в нижележащих толщах триаса разломов и магматических тел. В Восточной области в связи с древним (добайкальским) возрастом консолидации фундамента тепловые потоки существенно ниже и поэтому современные температуры на глубине 3.0 км составляют всего $60-70^{\circ}\text{C}$. Вполне

очевидно, что палеотемпературные режимы здесь также имели невысокую интенсивность, что и отразилось на слабом уровне зрелости ОБ.

Полученные материалы по юго-восточным районам Западно-Сибирского мегабассейна свидетельствуют о малых мощностях градаций мезокатагенеза, в целом не характерных для платформенных областей. Если на севере региона отмечается довольно плавное изменение уровня зрелости с глубиной и по территории, то на юге это происходит несколько скачкообразно и является отражением близости фундамента и его блокового строения. Сопоставление данных по катагенезу ОБ подошвы юрских и кровли палеозойских отложений показывает, что между ними наблюдается существенный углефикационный скачок ($\Delta R_{\text{в}}^0 - 1.0-4.0 \%$). В базальных горизонтах платформенного чехла уровень зрелости ОБ отвечает в основном градациям $МК_1^2$ - $МК_2$, а в кровле палеозоя - $МК_2$ - $АК_3$, преимущественно $МК_3^1$ - $АК_3$ [Фомин, 1997, 2004]. Существенные различия в уровне зрелости ОБ в подошве платформенного чехла и в кровле палеозойского осадочного комплекса могут быть связаны с тем, что значительная часть разреза была в прошлом размыва, поскольку ниже-среднеюрские отложения налегают на толщи девона и карбона. К тому же вполне вероятно, что максимальный катагенез мезозойские и палеозойские отложения на большей части территории претерпели в разное время, т.е. породы палеозоя подверглись существенным термобарическим изменениям еще до формирования платформенного чехла.

В прикладном отношении данные о глубинной зональности катагенеза ОБ в отложениях осадочного чехла крайне важны, поскольку позволяют существенно уточнить прогноз нефтегазоносности мезозойских толщ, в частности, определить глубинную границу вероятной нефти - и газоносности. Опираясь на значения отражательной способности витринита, можно установить глубинные диапазоны главной зоны нефтеобразования в разных нефтегазоносных областях. В Надым-Пурской НГО эта зона зафиксирована в интервале глубин 2.9-3.8 км, в Пур-Тазовской 2.8-3.6 км, в Гыданской - 2.4-3.3 км, в Ямальской - 2.0-2.8 км. При этом следует учитывать, что высокая миграционная способность углеводородов может внести существенные коррективы в современное нахождение залежей нефти и газа, т.е. они могут быть за пределами ГЗН. Мощности зон, в которых возможно сохранение нефтяных залежей в рассматриваемых НГО примерно одинаковые (0.8-0.9 км), но прослеживаются на разных глубинах. В Ямальской и Гыданской НГО зоны возможной нефтеносности находятся значительно выше, чем в центральной части севера мегабассейна. В южных районах

юрские отложения находятся в главной зоне нефтеобразования и ее нижняя граница определяется глубиной залегания фундамента (преимущественно 2.5-3.0 км).

4.3. Распределение залежей углеводородов по зонам катагенеза в юрско-триасовых отложениях и прогноз перспектив их нефтегазоносности

Процессы генерации углеводородов и размещения зон нефте – и газонакопления в осадочных толщах определяются как общей геологической историей бассейна, так и временем реализации нефтематеринского потенциала органического вещества в катагенезе. Среди основных генетических факторов, влияющих на процесс формирования зон преимущественного нефте - или газонакопления, обычно рассматриваются тип исходного ОВ и уровень его зрелости. Накапливавшееся в осадочных породах органическое вещество традиционно подразделяется на три типа: террагенное (гумусовое), аквагенное (сапропелевое) и смешанное. Первое генетически связано с высшей наземной растительностью, а второе - главным образом с планктоном и бентосом. Считается, что террагенное ОВ продуцирует на всех грациях катагенеза в основном углеводородные газы (преимущественно метан), а аквагенное способно генерировать как жидкие (в ГЗН преимущественно жидкие), так и газообразные УВ.

Таким образом, процессы генерации жидких и газообразных УВ в катагенезе характерны для ОВ любого генетического типа. Тем не менее, проявление фазы максимальной генерации и эмиграции УВ для различных нефтематеринских толщ специфично. Общим критерием проявления оптимальных условий генерации УВ является стадийность катагенеза ОВ пород. Главная фаза (зона) нефтеобразования отвечает наиболее термодинамически активному периоду преобразования того или иного типа ОВ, который характеризуется в случае преобладания в ОВ аквагенной (сапропелевой) составляющей выделением в свободное состояние микронепти и отвечает грациям $МК_1^1$ - $МК_2$. Газообразование начинается до нефтегенерации, сопровождает этот процесс и продолжается после него. Выделяются две фазы газогенерации – первая – протомезокатагенетическая ($ПК_1$ - $МК_1^2$) и глубинная (ГФГ) – мезо-апокатагенетическая ($МК_3^2$ - $АК_2$).

Изучение закономерной смены фазового состояния углеводородных скоплений по зонам катагенеза в различных нефтегазоносных бассейнах позволило эмпирически определить верхнюю и нижнюю границы распространения нефтяных и газовых залежей.

Начало генерации нефтяных УВ отвечает $R_{\text{вт}}^0 \sim 0.4\%$ (начало градации ПК_3), а $R_{\text{вт}}^0 = 0.6\%$ (конец МК_1^1) соответствует началу образования промышленных залежей нефти. Нижняя граница распространения крупных нефтяных залежей соответствует $R_{\text{вт}}^0 \sim 1.3\%$ (середина МК_3^1), однако преобладающая часть их находится в сравнительно узком диапазоне шкалы катагенеза - в пределах МК_1^{1-2} градаций. С ростом катагенеза наблюдается увеличение газового фактора. Генерация микронепти практически прекращается на границе градаций МК_2 и МК_3^1 , а залежи легкой нефти и газоконденсата исчезают на градации МК_3^2 . Ниже этой границы они сменяются сухим метановым газом. Месторождения газа встречаются практически по всей шкале катагенеза (вплоть до АК_2), но экономически выгодные находятся в отложениях с уровнем зрелости ОВ не выше градации МК_2 . Нижний предел промышленной газоносности большинством исследователей принимается на границе АК_1 и АК_2 градаций ($R_{\text{вт}}^0 - 2.5\%$).

Существование определенной связи в стадийности и глубинной зональности процессов нефтегазообразования и размещения месторождений УВ установлено в различных нефтегазоносных бассейнах. В Западной Сибири многими исследователями проводились такие работы по сопоставлению нефтегазоносности с уровнем зрелости ОВ вмещающих толщ. А.Э.Конторовичем с соавторами [Конторович, Изосимова, Трушков, 1974] был выполнен детальный анализ распределения продуктивных локальных структур и разведанных запасов УВ по зонам катагенеза. Основные ресурсы УВ (96%) Западно-Сибирского мезозойского нефтегазоносного бассейна находятся в толщах, где ОВ достигло следующих градаций катагенеза: в зоне перехода от ПК_3 к МК_1^1 (34%), на $\text{МК}_1^1 - 38.9\%$ и в зоне перехода от МК_1^1 к $\text{МК}_1^2 - 22.5\%$. При этом основное количество газа (26.4%) сосредоточено в зоне перехода от градации ПК_3 к МК_1^1 , а нефти (28.3%) - на градации МК_1^1 . В отложениях, в которых ОВ не вышло из зоны протокатагенеза запасы нефти весьма малы (0.2%). В целом для всего осадочного чехла количество продуктивных структур расположенных в зоне перехода от градации ПК_3 к МК_1^1 составляет 8.3%, $\text{МК}_1^1 - 37.7\%$, в зоне перехода от МК_1^1 к $\text{МК}_1^2 - 33.3\%$ и $\text{МК}_1^2 - 16.7\%$.

По данным этих авторов, в отложениях кимеридж-волжского нефтеносного комплекса встречены преимущественно нефтяные залежи. Вероятность продуктивности ловушек в зоне перехода от градации МК_1^1 к МК_1^2 составляет 12.2%, на $\text{МК}_1^2 - 50\%$. На остальных градациях катагенеза промышленных скоплений УВ не обнаружено. В зоне протокатагенеза ниже-среднеюрского-оксфордского комплекса, промышленные скопления УВ отсутствуют. В отложениях, содержащих ОВ переходное от градации ПК_3

к $МК_1^1$, распространены газовые залежи. Частота встречаемости продуктивных структур достигает 15.8%. В зоне градации $МК_1^1$ вероятность продуктивности ловушек заполненных газом превышает 17%. Наряду с газовыми появляются газонефтяные (частота встречаемости 1.2%), нефтяные (20%) и газоконденсатные (1.2%). Вероятность продуктивности локальных поднятий в зоне этой градации в целом составляет 40%. В зоне перехода от градации $МК_1^1$ к $МК_1^2$ частота встречаемости газовых ловушек резко сокращается (3.7%), газонефтяных составляет 0.9%, нефтяных - 22%, газоконденсатных - 11.9%. На градации $МК_1^2$ вероятность продуктивности составляет 51.6%, в том числе для газовых - 1.5%, для газонефтяных и газоконденсатных - 3.2%, нефтяных - 43.7%. В зоне перехода от градации $МК_1^2$ к $МК_2$ встречаются лишь нефтяные месторождения, а на $МК_2$ единичные залежи газоконденсата.

Близкие результаты были получены позднее Г.М.Парпаровой, С.Г.Неручевым, А.В.Жуковой и др. [Катагенез и нефтегазоносность, 1981]. Ими показано, что в Западно-Сибирском мегабассейне к зоне протокатагенеза приурочено ~ 13% запасов нефти, к градации $МК_1^1$ - > 50% и к $МК_1^2$ около 35%. На более высоких грациях катагенеза доля выявленных ресурсов нефти незначительна. Максимум запасов газоконденсата (> 60%) приурочен к отложениям с уровнем зрелости ОВ градации $МК_1^2$ и ~ 36% к ПК- $МК_1^1$. На $МК_2$ запасы его не превышают 2%. Основные ресурсы газа сосредоточены в зоне протокатагенеза (47%), хотя по мнению многих исследователей, процесс газообразования присущ ОВ любого типа и сопровождает термодеструкцию ОВ на всех стадиях литогенеза, вплоть до апокатагенеза.

Проведенное позднее Г.Ф.Григорьевой, А.В.Рыльковым и Л.А.Семеновой (1986) сопоставление фазового состояния УВ в мезозойских залежах (сингенетичных) Западной Сибири с уровнем зрелости ОВ вмещающих толщ в основном подтвердило выводы других исследователей. Ими выделено несколько зон катагенеза, отвечающих преимущественному распространению нефтяных, нефтегазоконденсатных, газоконденсатных и газовых скоплений. Верхняя граница нефтяной зоны фиксируется на уровне градации ПК₁ для террагенного ОВ и на ПК₂ для аквагенного. Нижняя граница этой зоны прослеживается на середине градации $МК_1^2$ для любого типа ОВ. Образование нефтегазоконденсатных флюидов из аквагенного ОВ происходит на грациях ПК₁₋₂ - $МК_1^2$ (реже до начала $МК_2$), а с преимущественно террагенным ОВ на ПК₃- $МК_1^1$ - середина $МК_2$. Зона газоконденсатных скоплений выделяется в довольно узком интервале граций катагенеза: для аквагенного ОВ - ПК₂₋₃, а для террагенного - $МК_1^1$ -

МК₁². Зона газонакопления в мезозойских отложениях Западной Сибири прослеживается для аквагенного ОВ на ПК₁₋₂ грациях, а для террагенного на ПК₁-МК₁¹.

По мнению А.Э.Конторовича, В.С.Суркова, А.А.Трофимука и др. [Нефтегазоносные бассейны..., 1994] органическое вещество баженовской свиты является основным генератором нефтяных углеводородов в осадочном чехле Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна. Оно почти полностью сложено аморфным планктоно - и бактериогенным веществом. Преимущественно аквагенный материал свиты, обогащенный водородом (7.0-8.5%), predetermined очень высокий его генерационный потенциал. В областях распространения пород с невысоким катагенезом (грации ПК₃-МК₁¹) остаточный генерационный потенциал ОВ по данным пиролиза [Конторович, Меленевский, 1988] составляет 400-500 мг УВ/г С_{орг}. С ростом преобразованности эта величина уменьшается сначала медленно, затем на грациях МК₁¹⁻² (ГЗН) очень быстро и далее вновь замедляется. К концу грации МК₁² – началу МК₂ остаточный генерационный потенциал достигает значений 100-200 мг УВ/г С_{орг}.

Аналогичного мнения придерживаются Г.М.Парпарова, С.Г.Неручев, А.В.Жукова и др. [Катагенез и нефтегазоносность, 1981], полагая, что проявление ГФН в баженовской свите приурочено к грациям МК₁¹⁻² в интервале глубин погружения 2.0-3.0 км. До и после проявления ГФН интенсивность генерации микроневти была ничтожно мала. Авторы считают, что ГФН в аргиллитах баженовской свиты прослеживаются три импульса генерации и одновременной эмиграции микроневти из материнских пород, между которыми интенсивность генерации и эмиграции падает почти до нуля. Основной импульс генерации был на грации МК₁¹, а два последующих – менее интенсивные. Процесс газообразования в протокатагенезе довольно слабый. При переходе от протокатагенеза к мезокатагенезу перед началом ГФН интенсивность газообразования временно возрастает, но затем уменьшается в зоне ГФН. С начала грации МК₂ интенсивность газообразования резко и последовательно возрастает и продолжается до середины апокатагенеза (грация АК₂).

Рассмотрим теперь кратко распределение залежей УВ по выделенным нами зонам катагенеза в юрском комплексе Западно-Сибирского мегабассейна. В верхних горизонтах юры залежи углеводородов находятся в толщах с уровнем зрелости ОВ от конца ПК₃ до МК₂ включительно. По окраинам региона в зоне протокатагенеза были обнаружены только отдельные нефтегазопроявления и мелкие скопления УВ. Промышленные месторождения их в верхнеюрских отложениях встречены

преимущественно в южной половине мегабассейна (приложение 3). Среди них распространены преимущественно нефтяные залежи, в меньшей степени газоконденсатные и газовые. Последние приурочены в основном к Березовскому району. Здесь большинство залежей сухого (Березовское, Деминское, Похромское, Чузльское, Тугиянское, Паультурское, Нулентурское) и жирного (Северо-Игримское, Южно-Игримское, Пунгинское) газа находятся в зоне перехода от градации ПК₃ к МК₁¹. И только Северо-Казымская газовая залежь в верхних горизонтах тюменской свиты, приурочена к градации МК₁¹. Нефтегазоконденсатные залежи (Мирная, Лугинецкая, Мыльджинская, Нижнетабаганская) находятся главным образом в Чузикско-Чижапской мезоседловине и Северо-Межовской мегамоноклинали в отложениях с уровнем зрелости ОВ середины-конца градации МК₁¹. С той же интенсивностью преобразовано ОВ в кровле тюменской свиты на Новопортовской площади, где обнаружена нефтегазоконденсатная залежь. Газоконденсатные залежи встречены преимущественно в толщах с уровнем зрелости ОВ конца градации МК₁¹ (Усть-Сильгинская, Останинская, Веселовская, Северо-Васюганская, Варьеганская) – начало МК₁² (Веселовская, Белоярская, Верхнекомбарская, Тазовская).

В верхних горизонтах юры преобладают нефтяные залежи, приуроченные в основном к толщам с уровнем зрелости ОВ градации МК₁¹. В этой зоне катагенеза расположены месторождения Шаимского района (Трехозерное, Мулымьинское, Мортымья-Тетеревское, Убинское, Толумское, Шаимское и другие) и севернее него (Даниловское, Северо-Даниловское, Лемьинское, Яхлинское, Ловинское). В Талинской зоне нефтенакопления (Красноленинский свод) нефтяные залежи встречены практически по всему разрезу юры. Большинство из них приурочены к толщам с уровнем зрелости ОВ градаций МК₁¹⁻² (Талинская, Южно-Талинская, Емьеговская, Айторская), а Пальяновская и Каменная - к градации МК₂. Нефтяные многопластовые месторождения в верхних горизонтах юры основное распространение имеют в Широком Приобье (Сургутский, Нижневартовский, Салымский, Юганский нефтегазоносные районы) и на смежных территориях. Здесь большинство верхнеюрских залежей встречено в толщах с преобразованностью ОВ градации МК₁¹ (Усть-Балыкское, Солкинское, Южно-Сургутское, Западно-Асомкинское, Эргинское, Федоровское, Покамасовское, Вынгинское, Мегионское, Самотлорское, Черногорское, Сороминское, Варьеганское, Вэнгапуровское, Медведевское, Стрежовое, Малореченское, Кедровское, Тепловское, Сургутское, Покачевское, Ватинское, Урьевское, Верхнеляминское, Декабрьское и

другие). К зоне градации $МК_1^2$ приурочены Когалымское, Северо-Варьеганское, Малобалыкское, Правдинское, Приразломное и Приобское нефтяные месторождения.

В верхнеюрских и в кровле среднеюрских отложений Верхневасюганской антеклизы подавляющее большинство нефтяных залежей (Прирахтовская, Тайтымская, Урненская, Усть-Тегусская, Густореченская, Новоютымская, Тайлаковская, Мултановская, Айкуруская, Северо-Демьянская, Кальчинская и др.) приурочено к толщам с уровнем зрелости ОВ градации $МК_1^1$. И только Верхнешапшинская и Ендырская залежи обнаружены в отложениях с катагенезом градации $МК_1^2$. Верхнеюрские залежи Обь-Васюганской гряды (Вахская, Хохряковская, Пермьяковская, Коликъеганская, Никольская, Чкаловская) и смежных участков Красноселькупской моноклизы (Коликъеганская, Северо-Хохряковская) находятся главным образом в зоне градации $МК_1^1$ и лишь отдельные (Полуденная) приурочены к $МК_1^2$. Верхнеюрские нефтяные залежи Межовского структурного мегамыса (Межовская, Верхтарская, Малоичская, Ракитинская) также находятся в зоне градации $МК_1^1$.

На Каймысовском своде отмечаются близкие соотношения нефтяных залежей на грациях $МК_1^1$ (Оленья, Крапивинская, Моисеевская, Лонтыняхская) и $МК_1^2$ (Катыльгинская, Весенняя, Первомайская, Озерная). Игольско-Таловое месторождение в западной части Нюрольской мегавпадины приурочено к васюганской свите с уровнем зрелости ОВ градации $МК_1^1$. На территории Усть-Тымского и Парабельского нефтегазоносных районов (Пайдугинская НГО) открыто 7 нефтяных месторождений (Линейное, Киевъеганское, Северо-Сильгинское, Сильгинское, Среднесильгинское и др.) и 2 газоконденсатных (Усть-Сильгинское, Белоярское), находящихся в верхних горизонтах наунакской свиты с катагенезом ОВ градации $МК_1^1$. На Средневасюганском мегавале все юрские нефтяные залежи приурочены к зоне градации $МК_1^2$ (Ключевская, Средневасюганская, Средненюрольская, Верхнесалатская, Пуглалымская). В юрских толщах с уровнем зрелости ОВ градации $МК_2$ залежи легких нефтей встречены в Салымском районе Мансийской синеклизы (Салымская, Верхнесалымская, Восточно-Салымская, Среднесалымская) и на Красноленинском своде (Каменная).

Перспективы нефтегазоносности нижних горизонтов юры весьма дискуссионны. Если нефтегазоносность верхнеюрских отложений особых споров не вызывает, то на базальные горизонты юры существуют различные точки зрения. В.С.Сурков [Нижнесреднеюрский комплекс..., 2004] и И.Д.Полякова [Нефтегазогенерационный потенциал..., 1995] с соавторами полагают, что ниже-среднеюрские толщи могут

содержать крупные запасы углеводородов. А.Э.Конторович с соавторами [Органическая геохимия..., 1996] считают, что в северных районах эти толщи находятся на больших глубинах, претерпели существенные катагенетические изменения и поэтому мало благоприятны для генерации значительных масс УВ и сохранения их залежей. Здесь возможно нахождение лишь газовых скоплений. Перспективы их нефтегазоносности могут быть связаны преимущественно с южной половиной региона.

Установление глубинной зональности катагенеза ОВ по разрезу ряда скважин позволяет уточнить нижнюю границу ГЗН. На юге мегабассейна юрские отложения с преобразованностью ОВ в пределах градаций $МК_1^1$ – $МК_1^2$, т.е. находящиеся в ГЗН, чаще всего налегают на палеозойский комплекс. Поэтому нижняя граница возможной нефтеносности здесь нередко определяется глубинами кровли фундамента (2.5-3.0 км). На севере региона отложения юры до глубин порядка 3.6-4.2 км (граница ГЗН варьирует по разным районам) еще не вышли из главной зоны нефтеобразования и могут представлять интерес для поисков нефтяных залежей. Ниже примерно 4.5 км нефтегенерационный потенциал ОВ существенно снижается и процессы разрушения нефтяных углеводородов преобладают над их новообразованием. Поэтому на значительных глубинах даже при благоприятных геологических условиях практически полностью исключается возможность сохранения промышленных залежей нефти, но возможно нахождение скоплений сухого и жирного газа.

В настоящее время в северных районах Западно-Сибирского мегабассейна пробурено более 30 скважин глубиной 4.5-5.0 км и более, вскрывших на значительную мощность осадочный чехол. В процессе бурения были получены уникальные данные, позволяющие уточнить некоторые спорные вопросы геолого-геохимических аспектов глубокопогруженных отложений мегабассейна. Первая в Западной Сибири Тюменская сверхглубокая скважина № 6 достигла глубины 7502 м, прошла наиболее полный разрез триас-юрских отложений и вскрыла верхнепермские габбро-долериты с прослоями аргиллитов аймальской свиты. Несмотря на то, что с глубины 3.7 км (градации $МК_1^2$ – $МК_2$) явные нефтепроявления по керну не зафиксированы, за исключением обогащенных битумоидами пород баженовской свиты, УВ нефтяного ряда отмечены до глубины 6.4 км (конец $АК_2$). Вплоть до варенгайхинской и пурской свит ($АК_{1-2}$) они создают зону микроаккумуляций нефти. Вскрытые толщи в целом обогащены компонентами углеводородных газов, которые в результате вертикальной миграции насыщают весь юрско-триасовый разрез, вплоть до баженовской свиты. Она характеризуется крайне

низким содержанием собственного углеводородного газа в закрытых порах и обогащением свободным УВ газом, особенно метаном. Проницаемые зоны с повышенными концентрациями газа обнаружены в осадочных отложениях тюменской свиты (4106-4156 м, градация МК₂; 4450-4560 м, МК₂-МК₃¹), витютинской (5562-5763 м, АК₁), варенгайхинской (5812-5995 м, АК₁₋₂; 5958-6007 м, АК₂) и в осадочно-вулканогенных породах красноселькупской серии (6598-6657, 6683-6800, 6811-6900, 6913-7025 м) [Белоконь, Горбачев, Певзнер, 1994; Горбачев, Карасева, Карасев, 1996]. В составе газа вниз по разрезу все более доминирует метан. С глубин 6.2-6.4 км он отличается высоким содержанием тяжелого изотопа углерода, что характерно для газов, генерированных высоко преобразованным ОВ. Такой изотопно тяжелый метан встречается и в газах Уренгойского месторождения. С глубины порядка 6600-6655 м из сильно измененных вторичными процессами базальтов получен приток низко минерализованной воды с газом (85.5 м³/сутки), в составе которого доминирует метан (> 90%). Изотопные характеристики свидетельствуют о глубинном генезисе этого газа [Тюменская сверхглубокая..., 2000; Прасолов, Титова, Токарев, 2000].

Таким образом, данные испытания ТСГ-6 и других скважин в целом свидетельствуют о низких перспективах промышленной нефтеносности больших глубин. Однако возможно нахождение залежей жирного и сухого газа при наличии достаточно емких, проницаемых и пространственно выдержанных коллекторов и надежных покрышек. Этот теоретический вывод подтверждается результатами нефтепоисковых работ в северных районах Западной Сибири. Здесь все промышленные залежи нефти находятся преимущественно на глубинах до 4.0 км. Ниже этого были обнаружены скопления легких нефтей либо сухого и жирного газа. Так, в скв. Уренгойская-282 из отложений средней юры (4753-5034 м) с уровнем зрелости ОВ градаций МК₃²-АК₁ получен парафинистый приток конденсата (ρ -0.75 г/см³), а в скв. 274 с глубины порядка 3.6 км – нефть (градация МК₁², ρ -0.82 г/см³). В скв. Медвежья-1001 в интервале 4386-4397 м из нижнеюрских отложений (МК₃²) получена легкая парафинистая нефть. Выявлены также незначительные притоки и нефтегазопроявления из тюменской и котухтинской свит в интервале 3800-5016 м (градации МК₃¹⁻²) на Геологической и Ямбургской площадях. Все эти флюиды характеризуются низкой плотностью (ρ -0.76-0.82 г/см³), высоким содержанием алканов и достаточно термически превращены. Все пробы нефти и конденсата близки по распределению углеводородов и

генетически связаны с террагенным типом ОБ [Чахмахчев, Пуанова, Виноградова, 2003].

Полученные материалы по катагенезу ОБ свидетельствуют, что юрские отложения на большей части Западно-Сибирского мегабассейна еще не вышли из главной зоны нефтеобразования. Учитывая то, что подавляющее большинство мировых запасов углеводородов (в том числе и в рассматриваемом регионе) находится в толщах с катагенезом ОБ градаций $МК_1^{1-2}$, следует полагать, что наиболее благоприятными для сохранения залежей нефти и газа на рассматриваемой территории могут быть отложения в южной половине мегабассейна с аналогичным уровнем зрелости ОБ. В толщах с преобразованностью ОБ градации $МК_2$ залежи углеводородов встречаются редко и обычно они небольшие. В рассматриваемом регионе в этих отложениях залежи легких нефтей обнаружены только в Мансийской синеклизе (Салымский и Красноленинский районы). Следовательно, основные перспективы нефтегазоносности юрских отложений могут быть связаны с толщами, в которых катагенез ОБ отвечает грациям $МК_1^{1-2}$. На рассматриваемой территории толщи с подобным уровнем зрелости ОБ преобладают.

На севере мегабассейна, в наиболее погруженной его части, отложения юрского комплекса уже вышли из ГЗН и находятся в зоне глубинного газообразования (градации $МК_3^1$ - $АК_1$), а в нижней части разреза полностью исчерпали свой генерационный потенциал ($АК_{2-3}$). Геохимические исследования ОБ по разрезу скважин полностью или на значительную глубину вскрывших юрско-триасовые толщи (5.0 км и более) свидетельствуют, что генерация жидких УВ и возможность их сохранения от термодеструкции полностью прекращается на глубинах ниже 4.5 км (градации $МК_3^{1-2}$), а генерация УВ газов глубже 5.0 км ($АК_{2-3}$). Именно такой прогноз вероятной нефтегазоносности ниже-среднеюрского разреза на севере мегабассейна был дан А.Э.Конторовичем, Г.М.Парпаровой и П.А.Трушковым еще в 1967 г.

Перспективы нефтегазоносности триасовых толщ весьма дискуссионны. Осадочные отложения триаса вскрыты единичными скважинами и поэтому оценка перспектив нефтегазоносности их может быть весьма ориентировочной. По окраинам и в центре Западно-Сибирского мегабассейна отложения триаса еще не вышли из главной зоны нефтеобразования (градации $МК_1^1$ - $МК_1^2$) и могли бы представлять интерес для поисков залежей жидких УВ. Однако, существенно террагенный состав органического вещества этих толщ мало благоприятен для генерации нефтяных углеводородов, но не исключена возможность образования газообразных. В северных районах с террагенным

ОВ, преобразованным до начала апокатагенеза, практически полностью исключается возможность сохранения жидких УВ. Но нахождение их в зоне активной газогенерации, позволяет предполагать сохранение здесь газообразных УВ. Однако эти теоретические предпосылки перспектив нефтегазоносности осадочных отложений триаса пока не подтвердились результатами нефтепоисковых работ. Природа, полученных в некоторых скважинах нефти – и газопроявлений из нижних горизонтов осадочного чехла, остается дискуссионной. Хотя имеются сведения о находках углеводородов в виде нефти, битумов и газа в ряде впадин по окраинам мегабассейна [Бочкарев, 1973]. Перспективы нефтегазоносности триасовых отложений ограничиваются их локальным распространением и широким развитием вулканогенных образований. Хотя на некоторых разведочных площадях из эффузивных толщ триаса и ниже них получены притоки нефти. Так, в скв. Красноленинская-851 из интервала 3960-4075 м под толщей базальтов получен приток вязкой нефти дебитом 0.49 м³/сутки. Также не промышленный приток нефти из песчаников туринской серии зафиксирован на Сыморьяхской площади. В скв. Северо-Рогожниковская-765 из трещиноватых кислых эффузивов туринской серии из интервалов 2708-2720 м, 2759-2774 м и 2780-2794 м притоки нефти соответственно составили 7.1 м³/сутки, 15.0 м³/сутки и 13.6 м³/сутки. Из таких же пород в скв. Рогожниковская-714 и 729 получены притоки нефти до 46.0 м³/сутки. Однако генезис этих нефтей довольно спорный, поскольку по многим геохимическим параметрам они схожи с юрскими. В пользу такого заключения свидетельствуют также сейсмические материалы, на основе которых И.М.Кос, Н.М.Белкин и Н.К.Курышева (2004) предположили наличие здесь единого юрско-триасового резервуара.

В заключение следует отметить, что на большей части территории региона (преимущественно его южная половина) юрские отложения находятся в главной зоне нефтеобразования (градации МК₁¹⁻²). В северных районах мегабассейна на значительных глубинах с уровнем зрелости ОВ градаций МК₃¹-АК₂ отложения находятся в зоне активной газогенерации и в них возможно нахождение в основном газовых, газоконденсатных месторождений, а также залежей с нефтяными оторочками. Нефтяные месторождения в этой зоне могут встречаться лишь в порядке исключения в условиях, когда ранее сформировавшиеся нефтяные залежи из-за хорошей изоляции не были расформированы во время проявления ГФГ. Следовательно, толщи, в которых после ГФН активно проявилась ГФГ, в основном лишены генерированных в ней нефтяных УВ. Зона проявления ГФН характеризуется резким преобладанием нефтяных месторождений

при несоизмеримо меньшем количестве нефтегазовых и газоконденсатных, приуроченных преимущественно к верхним горизонтам юры. Большинство нефтяных месторождений находится в Широтном Приобье, где мощность нефтепроизводящих отложений 1.0-1.5 км. Вне зоны проявления ГФН, где осуществлялась лишь начальная фаза нефтегазообразования, месторождений очень мало. Триасовые толщи с преимущественно террагенным ОВ малоблагоприятны для генерации нефтяных УВ, но возможно образование газообразных. Промышленных залежей УВ в этих толщах не обнаружено, а полученные притоки из эффузивных толщ триаса, имеют, скорее всего, юрскую природу. Поэтому перспективы их сингенетичной нефтегазоносности весьма проблематичны.

Приведенные материалы распределения скоплений УВ по зонам катагенеза в мезозойских отложениях Западно-Сибирского мегабассейна свидетельствуют, что в юрских отложениях газовые залежи приурочены к толщам с уровнем зрелости ОВ конца градации ПК₃ – начала МК₁¹, нефтяные преимущественно к МК₁¹, в меньшей степени к МК₁². На градации МК₂ встречаются лишь единичные залежи легких нефтей. Выявленная связь между преобразованностью ОВ и нефтегазоносностью вмещающих толщ позволяет использовать данные о катагенезе для оценки перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов. При этом уровень зрелости ОВ рассматривается только как показатель возможной нефтегазоносности при прочих равных условиях, благоприятных для формирования и сохранения залежей УВ. Вполне очевидно, что осадочные отложения могут находиться в главной зоне нефтеобразования, но не содержать промышленных скоплений нефти. Менее вероятно обратное соотношение - наличие нефтяных залежей в сильно преобразованных толщах, за исключением вторичных скоплений.

Глава 5. КАТАГЕНЕЗ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО МЕГАБАССЕЙНА

Катагенез органического вещества палеозойских отложений Западно-Сибирского мегабассейна изучен довольно неравномерно. Основной объем исследований выполнен в южных и центральных районах. По северным подобные сведения ограничены, поскольку осадочные комплексы палеозоя здесь залегают на значительных глубинах и вскрыты единичными скважинами. В связи со сложным геологическим строением палеозойских толщ, нередко высказывались мнения о сильном и даже метаморфическом их изменении. Однако такие заключения делались в основном по косвенным признакам, которые не являются достаточно надежными для диагностики степени преобразованности отложений. Изучение катагенеза ОВ палеозойских отложений крайне важно для решения вопроса о возможности сохранения в них первичных, т.е. генетически связанных с палеозойскими нефтематеринскими породами нефтей и углеводородных газов.

В палеозойском комплексе не обнаружены угли и углистые включения, поэтому определение катагенеза производилось по рассеянному ОВ вмещающих пород. В главе II рассмотрены достоинства и недостатки различных методов, позволяющих оценить преобразованность ОВ. Среди них наиболее надежными, и поэтому широко распространенными, являются углепетрографические, в частности, диагностика уровня зрелости ОВ по отражательной способности витринита (R_{vl}^0). Однако палеозойские отложения Западно-Сибирского мегабассейна характеризуются рядом особенностей, осложняющих диагностику градаций катагенеза традиционными методами. Во-первых, в морских отложениях отсутствует витринит. В таких случаях использовалась разработанная автором [Фомин, 1985] шкала катагенеза по отражательной способности псевдовитринита (R_{pvt}^0) – мацерала аквагенного ОВ, внешне похожего на витринит, исходным материалом которого служили бурые водоросли. Во-вторых, присутствие нерастворимых (из-за высокого катагенеза) битумоидов, затрудняет интерпретацию результатов анализов. К тому же содержание ОВ в породах не всегда достаточно для выполнения углепетрографических и химических анализов. В связи с этим иногда диагностика степени преобразованности ОВ производилась комплексом методов: углепетрографическим, элементный состав керогена, его термические характеристики

(пиролиз, дифференциально-термический анализ – ДТА), плотность аргиллитов, ИК-спектры автохтонных битумоидов, УВ-биомаркеры. В приводимых ниже графических построениях использованы преимущественно углепетрографические данные автора по отражательной способности витринита и псевдовитринита. При этом учитывалось, что в прото - и - мезокатагенезе R_{vitr}^0 несколько отстает от аналогичных значений витринита.

5.1. Катагенез органического вещества в кровле палеозойских отложений

При анализе пространственных закономерностей изменения катагенеза ОВ в кровле палеозойских отложений Западно-Сибирского мегабассейна использованы геологические и тектонические схемы: “Схематическая геологическая карта доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты” [Геология и полезные..., 2000] “Тектоническая карта фундамента Западно-Сибирской плиты” (1980), “Тектоническая карта доюрского фундамента (Томская область, 1994), выполненные коллективом исследователей СНИИГГиМС под руководством В.С.Суркова. Кроме того, учитывались также тектонические схемы для этого комплекса пород по отдельным территориям региона [Бочкарев, 1987; Бочкарев, Брехунцов, Дещеня, 2003]. Для геологической датировки исследованных образцов использовались материалы В.С.Бочкарева, Ф.Г.Гурари, В.Н.Дубатолова и др. [Решения Межведомственного..., 1999], а также Е.А.Елкина, В.И.Краснова, Н.К.Бахарева и др. [Стратиграфия нефтегазопосных..., 2001].

Интерпретация углепетрографических данных показывает выдержанность региональных закономерностей изменения катагенеза ОВ в пределах отдельных тектонических элементов. Это позволило провести основные границы районов с различным уровнем зрелости ОВ с учетом выделенных на геологических и тектонических картах структурно-тектонических зон. Выявлены региональные изменения, характеризующие, по-видимому, различия между крупными блоками (структурами), но отмечаются также изменения сравнительно небольшие по интенсивности и проявляющиеся в пределах даже одной локальной структуры. Условно выделено четыре зоны катагенеза, включающие одну или две градации ($МК_2$, $МК_3^1$, $МК_3^2$ - $АК_1$, $АК_{2-3}$). Неравномерность распределения по территории объемов бурения на палеозой, а также вскрытие на многих площадях только магматических пород, не позволяют построить на весь регион карту катагенеза. Поэтому на приведенной схеме

(приложение № 4) показаны преимущественно участки с установленным уровнем зрелости ОВ [Фомин, 2004].

Преобразованность ОВ в кровле палеозоя существенно меняется по территории – от градации МК₂ среднего мезокатагенеза до глубокого апокатагенеза (АК₃, иногда выше). Наименее изменено ОВ в верхнепалеозойских терригенных отложениях северо-западной части Нарымско-Колпашевской впадины. Вариации отражательной способности витринита (R_{vt}^0 – 0.9-1.1%) по различным скважинам Вартовской площади свидетельствуют о катагенезе ОВ в пределах градации МК₂. Близкий уровень зрелости ОВ зафиксирован на соседних площадях – Мыгтынской, Никольской, Ноябрьской (R_{vt}^0 – 1.0-1.1%). Этой диагностике не противоречат данные дифференциально-термического анализа (ДТА) пород (390-470⁰С) и плотностей аргиллитов (ρ – 2.50-2.60 г/см³). На Мыгтынской площади вблизи магматического тела отмечается локальное усиление преобразованности ОВ до градации АК₃ (R_{vt}^0 -3.7%), а вдали от него фиксируется середина градации МК₂ (R_{vt}^0 -1.05%).

Характерной особенностью этого района является отсутствие заметных различий в катагенезе ОВ базальных горизонтов юры и кровли палеозойского комплекса. Это принципиально важный факт, т.к. некоторые исследователи полагали, что должен существовать значительный “скачок” катагенеза при переходе от платформенного чехла к промежуточному комплексу. Судя по нашим данным, в этом районе резкого скачка не наблюдается. В подошве юры ОВ преобразовано до градации МК₁² (R_{vt}^0 -0.76%), а в пермских отложениях – до МК₂. На других участках Нарымско-Колпашевской впадины, где значительная часть разреза была размыта и платформенный чехол налегает на среднепалеозойские толщи, фиксируется углефикационный “скачок” между ними. Так, на Восточно-Никольской площади в отложениях нижнего карбона ОВ достигло конца градации МК₃² (R_{vt}^0 -1.9%).

Крупный массив терригенно-карбонатных пород девона-карбона, в пределах которого ОВ преобразовано до среднего мезокатагенеза, выявлен на территории Межовского срединного массива (Нюрольский осадочный бассейн). На юге бассейна (Малоичская и Верхтарская площади) в отложениях среднего - верхнего девона отражательная способность витринита (1.15%) и псевдовитринита (0.90%) отвечает градации МК₂. Аналогичная преобразованность ОВ установлена в одновозрастных отложениях центральных районов бассейна. Здесь, на Урманской, Южно-Урманской, Нижнетабаганской и Тамбаевской площадях зафиксирован уровень зрелости ОВ конца

градации МК₂ (R_{vt}^0 -1.15%; R_{pvt}^0 -1.10%). Эта зона катагенеза протягивается на юг до Солоновской и Казанской площадей (R_{vt}^0 -1.15%; R_{pvt}^0 -1.12%), на запад – до Еллейгайской и Еллейской (R_{vt}^0 -1.12%; R_{pvt}^0 -1.10%), на северо-восток - до Останинской, Калганакской и Лугинецкой (R_{vt}^0 -1.15%; R_{pvt}^0 -1.10%). Е.И.Соболева приводит несколько иные сведения по этому району [Комплексная интерпретация..., 1997ф]: на Тамбаевской площади катагенез ОВ не превышает конца градации МК₁² (R_{vt}^0 -0.8%), а на Останинской ОВ достигло начала градации МК₃¹ (R_{vt}^0 -1.25%).

В восточной части Нюрольского бассейна катагенез ОВ несколько усиливается, достигая на Герасимовской и Северо-Калиновой площадях конца градации МК₂ - начала МК₃¹ (R_{vt}^0 -1.20%; R_{pvt}^0 -1.15%). Аналогичный уровень зрелости ОВ отмечается на Сельвейкинской и Восточно-Герасимовской площадях. От центра бассейна к востоку увеличивается также плотность аргиллитов (ρ): от 2.58-2.62 г/см³ до 2.70-2.72 г/см³. Близость к району с напряженным термобарическим режимом, вероятно, отразилась на усилении катагенеза ОВ в восточных районах бассейна. В пользу этого свидетельствует также довольно быстрое нарастание катагенеза с глубиной, не характерное, как будет показано ниже, для центральных районов Нюрольского бассейна. О напряженности термобарического режима этого района свидетельствует также увеличение здесь количества разломов и магматических образований [Бененсон, Запивалов, 1985]. Аналогичная ситуация отмечается и на юго-западе бассейна, где на Лосинской и Водораздельной площадях в отложениях верхнего девона - нижнего карбона уровень зрелости ОВ отвечает концу градации МК₂ - началу МК₃¹ (R_{vt}^0 -1.24%; R_{pvt}^0 -1.10%; $N_{пр. vt}$ -1.85; ДТА - 380-530⁰С).

Заметные вариации в значениях отражательной способности мацералов ОВ зафиксированы в отложениях Калиновой площади. В большинстве скважин углепетрографические данные свидетельствуют о преобразованности ОВ в кровле палеозойского комплекса конца градации МК₂ (R_{vt}^0 -1.17%; R_{pvt}^0 -1.04%). Однако, в отдельных скважинах ОВ одновозрастных отложений (верхний девон - нижний карбон) достигло уже градации МК₃¹ (R_{vt}^0 - 1.36-1.40%). Это подтверждается также данными дифференциально-термического анализа пород (370-570⁰С). Возможно, это связано с близостью площади к району более напряженного термобарического режима, где отложения палеозоя достигли апокатагенеза. Для терригенно-карбонатных отложений восточной окраины бассейна характерно присутствие переотложенного высоко преобразованного органического материала. Так, на Калиновой и Останинской

площадах наряду с ОВ градации $МК_2$ встречаются фрагменты витринита с R^0 - 2.2-2.3% ($АК_1$). Несомненно, эти частицы являются аллохтонными. Другие исследователи [Трушков, Фомичев, 1976], опираясь на данные дифференциально-термического анализа пород, полагают, что ОВ здесь достигло апокатагенеза. Но, как нами показано в главе II, на результаты этого метода существенно влияет переотложенное ОВ, завышая уровень катагенеза. По-видимому, эти отложения формировались в прибрежной зоне, куда с суши сносился терригенный материал с частицами уже ранее преобразованного ОВ.

Катагенез ОВ градации $МК_2$ установлен также на сравнительно небольших локальных участках. Так, по различным скважинам Северо-Сильгинской площади (Айгольский синклиорий) R^0_{vt} варьирует в пределах 0.9-1.1%, что не выходит за пределы градации $МК_2$. Это подтверждается также данными дифференциально-термического анализа пород (320-440 $^{\circ}$ С), плотностей аргиллитов (ρ - 2.56-2.60 г/см ^{3}), расшифровкой ИК-спектров битумоидов. По данным Соболевой Е.И. [Комплексная интерпретация..., 1997ф], здесь ОВ более преобразовано и отвечает концу градации $МК_3^1$ (R^0_{vt} -1.55%). В карбонатных отложениях скв. Шахматная-2 Верхневасюганского антиклинория зафиксирован конец градации $МК_2$ (R^0_{pvt} -1.0%). Тогда как, в глинистых породах скв. 1, содержащих примесь вулканогенного материала, уровень зрелости ОВ достигает уже $МК_3^2$ (R^0_{vt} -1.86%). По-видимому, внедрение в толщу вулканогенного тела способствовало более глубокому изменению ОВ на отдельных участках этой площади.

Умеренный катагенез ОВ установлен в терригенно-карбонатных отложениях нижнего карбона на Лебяжьевской и Воскресенской площадях Вагайско-Ишимской впадины (юго-запад региона). Здесь, судя по отражательной способности витринита (0.94-1.05%) и псевдовитринита (0.83%) катагенез ОВ не превышает середины градации $МК_2$. Преобразованность ОВ конца $МК_2$ (R^0_{vt} -1.15%) установлена в верхнепалеозойских отложениях Раздельной площади (Кыштовский прогиб).

По биомаркерным и пиролитическим показателям [Геологическое строение..., 1995; Геолого-геохимические..., 2000] в левобережья р.Енисей (площади: Тыйская, Аверинская, Лемок) выделяется значительная территория с преобразованностью ОВ градаций $МК_2$ - $МК_3^1$. Из-за низкого содержания ОВ в породах, этот вывод не удалось подтвердить углепетрографическими данными. Сейсмические материалы свидетельствуют о наличии в этом районе мощного доюрского комплекса относительно слабо дислоцированных осадочных пород [История изучения,...2004]. Геофизические материалы и результаты бурения в южной части Приенисейской зоны, их сопоставление

с сейсмическими данными по северным районам показывают, что зона подобного геологического строения тянется вдоль р.Енисей до Енисей-Хатангского мегапрогиба [Беляев, Башарин. 2001]. На основании этого предполагается, что выделенная на юге зона катагенеза градаций $МК_2$ - $МК_3^1$ продолжается на север до мегапрогиба.

В отложениях среднего девона Щучьинского выступа Полярного Урала были обнаружены прослойки горючих сланцев [Фомин, Сараев, Данилова, 2004]. Это уникальные находки, поскольку в центральных районах Западно-Сибирского мегабассейна в керновом материале скважин такие породы не были обнаружены. Угли и горючие сланцы подобного типа были встречены лишь в обнажениях южных районов Западной Сибири. На Щучьинском выступе (г.Янгана-Пэ) в разных прослойках горючих сланцев катагенез ОВ изменяется от градации $МК_1^2$ (R_{vt}^0 -0.70%; R_{pvt}^0 -0.45%) до $МК_2$ (R_{vt}^0 -1.0%; R_{pvt}^0 -0.64%). Об этом же свидетельствуют данные пиролитического исследования этих образцов (T_{max} – 430-440 $^{\circ}$ C). Причем в подстилающих эти пласты аргиллитах уровень зрелости ОВ отвечает концу $МК_2$ – началу $МК_3^1$ (R_{vt}^0 -1.15-1.20%; R_{pvt}^0 -0.8%). Следует отметить, что в горючих сланцах в составе органического материала доминируют остатки водорослей. В подчиненном количестве присутствуют фрагменты высших растений. По-видимому, формирование этих отложений происходило в озерной или прибрежно-морской мелководной обстановке, куда с суши сносился терригенный материал. Причем среди него присутствуют переотложенные частицы высоко преобразованного ОВ (градация $АК_2$). Возможно, эти частицы были снесены с разрушенных карбонатных пород этого района, в которых уровень зрелости ОВ отвечает градациям $АК_{1-2}$ (R_{pvt}^0 -2.04%).

Осадочные комплексы с уровнем зрелости ОВ градации $МК_3^1$ имеют ограниченное распространение. Сравнительно большой массив терригенно-карбонатных пород среднего палеозоя выявлен лишь восточнее Пылькарминского антиклинория. Здесь на Няргинской и Мартовской площадях отражательная способность псевдовитринита (1.25-1.40%) отвечает середине-концу градации $МК_3^1$. Этому не противоречат данные дифференциально-термического анализа пород (380-530 $^{\circ}$ C), ИК-спектров битумоидов. Близкий уровень зрелости ОВ (R_{pvt}^0 -1.45%) отмечается и севернее (Еланская площадь). В палеозойских отложениях этого района встречаются переотложенные растительные остатки, уровень зрелости которых отвечает градациям апокатагенеза. В северном направлении (Ажарминский прогиб) катагенез ОВ несколько усиливается, хотя и не превышает градации $МК_3^1$. Так, в красноцветных карбонатных отложениях девона на

Западной площади зафиксирована сравнительно высокая отражательная способность (R_{vt}^0 —1.6%), характерная для начала градации МК_3^2 . Возможно, здесь значения R_{vt}^0 несколько завышены, поскольку отложения формировались в окислительных условиях, что обычно способствует увеличению отражательной способности мацералов ОВ. Поэтому едва ли здесь катагенез превышает градацию МК_3^1 , что и отражено на схеме (приложение 4). В пользу такого заключения свидетельствует также умеренная плотность глинистых пород (ρ —2.63 г/см³). Преобразованность ОВ конца МК_3^1 отмечается и на соседней Ажарминской площади (R_{vt}^0 —1.5%). Близкие данные по этой структуре приводят П.А.Трушков и А.С.Фомичев (1976). Далее к северу катагенез ОВ продолжает нарастать и в разных скважинах Ванжилъской площади уровень зрелости ОВ изменяется от конца градации МК_3^1 до начала МК_3^2 (R_{vt}^0 —1.4–1.7%). Поэтому здесь нами проведена граница со следующей зоной катагенеза (МК_3^2 — АК_1). Преобразованность ОВ середины градации МК_3^1 (R_{vt}^0 —1.32%) зафиксирована в терригенных отложениях верхнего палеозоя Новоомской площади (Солдатско-Михайловский мегаантиклинорий).

Зона катагенеза градаций МК_3^2 — АК_1 установлена в различных районах и охватывает как значительные территории в пределах нескольких крупных структур, так и отдельные локальные участки. Сравнительно большой блок преимущественно карбонатных отложений верхнего девона - нижнего карбона выделен на Васюганском выступе Межовского срединного массива. Катагенез ОВ конца градации МК_3^2 - начала АК_1 зафиксирован на Угольной, Гужихинской и Рыбной площадях (R_{vt}^0 —2.0%; R_{pvt}^0 —1.8%). Значения углеродного коэффициента ($C^{\text{Г}}$ —96.4%) не исключают более высокую преобразованность ОВ на Гужихинской площади. Уровень зрелости ОВ градации АК_1 (R_{vt}^0 —1.96–2.50%; R_{pvt}^0 —1.90–2.05%) установлен на Салатской, Мыльджинской, Южно-Мыльджинской, Бабушкинской, Речной, Пуглалымской, Усть-Пуглалымской и Средненюрольской площадях. Данные дифференциально-термического анализа пород (460–660⁰С) с Пуглалымской площади допускают и более высокий катагенез (до АК_2). Но предпочтение отдается углепетрографическим показателям, которые свидетельствуют об уровне зрелости ОВ не выше градации АК_1 .

Катагенез ОВ в пределах градаций МК_3^2 — АК_1 выявлен также на четырех сравнительно небольших участках Межовского срединного массива. В отложениях Майской площади R_{vt}^0 (1.85%) свидетельствует об уровне зрелости ОВ середины градации МК_3^2 . В восточном направлении катагенез заметно усиливается и на Чагвинской площади достигает конца градации АК_1 (R_{vt}^0 —2.45%). Преобразованность ОВ

в пределах градации $МК_3^2$ (R_{pvt}^0 —1.65-1.98%) зафиксирована на сравнительно небольшом участке, охватывающем Заречную, Кулгинскую, Львовскую и Осиновскую площади. Близкий уровень зрелости ОВ отмечается на Майзасской и Западно-Останинской площадях (R_{pvt}^0 —1.6-1.7%; ДТА - 460-580°C).

Сравнительно небольшие участки с катагенезом ОВ градаций $МК_3^2$ - $АК_1$ выявлены в Нарымско-Колпашевской впадине и в районе Ажарминского прогиба. В пределах первой структуры на Восточно-Никольской площади R_{vt}^0 (1.9%) отвечает концу градации $МК_3^2$. Сильнее преобразовано ОВ на Новоникольской площади, где уровень зрелости его достигает середины $АК_1$ (R_{vt}^0 —2.2%). В Ажарминском прогибе наиболее сильно изменено ОВ в терригенно-карбонатных отложениях силура Северо-Лымбельской площади. Здесь R_{pvt}^0 (2.2%) свидетельствует об уровне зрелости ОВ градации $АК_1$. Этому не противоречат данные дифференциально-термического анализа пород (440-600°C), их плотностей (ρ - 2.66-2.71 г/см³). Несколько слабее преобразовано ОВ ($МК_3^2$) в девонских отложениях Ванжильской площади (R_{pvt}^0 —1.7%). Катагенез ОВ конца градации $АК_1$ (R_{vt}^0 - 2.40-2.45%) установлен на Громовской (Пыль-Караминский антиклинорий) и Западно-Сильгинской (Назино-Сенькинский антиклинорий) площадях. Это подтверждается данными дифференциально-термического анализа (460-660°C).

В параметрической скважине Вездеходная-4 на глубине 3350 м был обнаружен мелкий фрагмент битуминита с R^0 = 1.81%. По этому компоненту пока нет утвержденных шкал катагенеза, но известно, что его R^0 заметно отстает от аналогичных значений витринита. Учитывая это, можно предположить, что здесь ОВ палеозойских отложений достигло начала апокатагенеза. В одновозрастных отложениях скв. Вездеходная-3 на глубине 3560-3600 м R^0 псевдовитринита (2.0-2.5%) отвечает градации $АК_1$. Вполне вероятно, что в кровле палеозоя (3100 м) ОВ менее преобразовано и не выходит за пределы $МК_3^2$ - $АК_1$ градаций. Близкие результаты получены и другими исследователями [Геохимические критерии..., 1980]. О высокой степени преобразованности ОВ в отложениях палеозоя на Вездеходной площади свидетельствует распределение УВ-биомаркеров. Все биомаркерные показатели катагенеза ОВ палеозоя (стераны C_{29} $\beta\alpha/\alpha\alpha+\beta\beta$, C_{29} $\beta\beta(20S+20R)/\alpha\alpha 20R$, C_{29} $\alpha\alpha 20S/\alpha\alpha 20R$, C_{29} $\beta\beta 20S/\alpha\alpha 20R$, Ts/Tm в триспоргопанах C_{27}) резко отличаются более высокими значениями от аналогичных параметров в отложениях нижней юры, где ОВ изменено до градации $МК_1^2$. Судя по биомаркерным параметрам, уровень зрелости ОВ палеозоя достигает конца мезокатагенеза ($МК_3^2$) [Геохимия органического..., 1999].

Зона катагенеза грааций $МК_3^2$ - $АК_1$ установлена на значительной территории, протягивающейся субмеридиональной полосой от Верхневасюганского антиклинория на юге до Худуттейского грабен-рифта на севере. В южных районах эта зона от Шахматной площади (скв. 1) продолжается на север, охватывая Волковскую, Лонтыняхскую и Катильгинскую локальные структуры (R_{vt}^0 - 1.8-2.2%; ρ - 2.69 г/см³; ДТА - 400-580⁰С). По мере приближения к Уренгойско-Колтогорскому желобу катагенез усиливается и на Озерной площади достигает конца $АК_1$ (R_{vt}^0 -2.5%; $C^Г$ -93%). Граация $АК_1$ установлена на Ледовой и Ледяной площадях (R_{vt}^0 -2.2-2.5%) в южной части Нижневартовского антиклинория. Высокая преобразованность ОВ предполагается в плотных аргиллитах Приколтогорской и Верхнеколтогорской площадей. Начало граации $АК_1$ (R_{vt}^0 -2.0%) зафиксировано на Матюшкинской и Хвойной площадях. Более сильные изменения претерпело ОВ на Квартовой площади, на которой R_{pvt}^0 (2.47%) отвечает концу этой граации. Относительно невысокий уровень зрелости ОВ в этой зоне отмечается на Комсомольской площади, на которой R_{vt}^0 (1.6%) отвечает лишь началу граации $МК_3^2$. Слабые различия в катагенезе терригенно-карбонатных отложений палеозоя зафиксированы на Советской, Сороминской, Северо-Тарховской, Северо-Варьеганской и Кысомской площадях Нижневартовского антиклинория. Здесь, судя по отражательной способности мацералов ОВ (R_{vt}^0 -2.5%; R_{pvt}^0 -2.2%) уровень зрелости ОВ отвечает концу граации $АК_1$. Слабее изменено ОВ на Ваньеганской, Новогодней, Вэнгапуровской и Западно-Вэнгапакутинской площадях, на которых оно достигло лишь граации $МК_3^2$ (R_{vt}^0 - 1.86%; R_{pvt}^0 -1.71%). В северном направлении катагенез несколько усиливается и на Комсомольской площади Худуттейского грабен-рифта ОВ преобразовано до начала граации $АК_1$ (R_{vt}^0 -2.04%).

Преобразованность ОВ граации $АК_1$ установлена в карбонатном массиве пород субмеридионального простиранья восточнее Уренгойско-Колтогорского желоба. Здесь на Коттынской площади уровень зрелости ОВ отвечает началу этой граации (R_{vt}^0 -2.1%). Примерно с той же интенсивностью изменено ОВ на Верхнеколикъеганской площади (R_{pvt}^0 -2.15%). По мере приближения к желобу катагенез несколько увеличивается, достигая Кошильской и Вахской площадях середины $АК_1$ (R_{vt}^0 -2.27-2.32%), а на Бахилловской и Восточно-Бахилловской конца этой граации (R_{vt}^0 -2.5%). Высокая преобразованность ОВ предполагается в выветрелых сланцах Южно-Энитурской площади и в мраморизованных известняках Пермьковской. Переход от граации $АК_1$ к

АК₂ зафиксирован в терригенно-карбонатных отложениях Ютырмальской и Южно-Русской площадей Тазовского мегаантиклинория (R_{vt}^0 -2.57%; R_{pvt}^0 -2.45%).

Относительно крупный блок терригенно-карбонатных пород среднего - верхнего девона с катагенезом МК₃²-АК₁ градаций выявлен на крайнем юго-западе (Урицкий выступ). Здесь на Дуванкульской и Дмитриевской площадях R_{vt}^0 (1.6-1.8%) свидетельствует о градации МК₃². Заметно сильнее преобразовано ОВ на Курганской и Косолаповской площадях, где оно достигло уже начала АК₁ (R_{vt}^0 - 2.1%).

Зона градаций МК₃²-АК₁ зафиксирована на сравнительно небольших участках Уват-Хантыманийского срединного массива. Середина МК₃² (R_{vt}^0 -1.76%) установлена на Восточно-Елизаровской площади, а в карбонатных отложениях Ловинской и Яхлинской уровень зрелости ОВ отвечает концу этой градации (R_{vt}^0 - 1.7-2.0%). Сильнее преобразовано ОВ в аргиллитах Талинской и Кашатской площадей, где оно достигло конца градации АК₁ - начала АК₂ (R_{vt}^0 - 2.5-2.6%). Катагенез ОВ градаций МК₃²-АК₁ выявлен также на сравнительно небольшом массиве терригенно-карбонатных пород Среднего Приобья. Здесь, в аргиллитах Восточно-Правдинской и Салымской площадей Верхнедемянского мегаантиклинория ОВ достигло середины МК₃² (R_{vt}^0 -1.86%). Хотя, в некоторых скважинах Салымской площади ОВ преобразовано до АК₁ (R_{vt}^0 -2.1-2.4%). Аналогичный катагенез ОВ зафиксирован на Покамасовской площади (R_{vt}^0 -2.33%). Уровень зрелости ОВ конца градации МК₃² отмечается на Тевризской площади Тарскомуромцевского мегасинклинория (R_{vt}^0 - 1.81-1.92%). По данным И.А.Олли, Л.И.Богородской, Н.М.Бабиной и др. [Нефтепроизводящие свойства..., 1986], преобразованность ОВ градации МК₃² (R_{vt}^0 -1.7%) установлена на Крыловской площади одноименного антиклинория. В глинистых известняках нижнего карбона скв. Усть-Манья-3 (восток Тагильского синклинория) катагенез ОВ отвечает градации МК₃² (R_{vt}^0 -1.86%). Конец АК₁ (R_{vt}^0 -2.52%; ρ - 2.69 г/см³) зафиксирован на Тебисской площади Кыштовского прогиба.

Неоднозначные результаты получены по катагенезу ОВ на Новопортовской площади Нурминского мегаантиклинория. В известняках скв. 91 отражательная способность псевдовитринита (2.33-2.50%) отвечает концу градации АК₁ - началу АК₂, тогда как в рассланцованных аргиллитах и известняках скв. 219, 129, 88 органическое вещество достигло уже глубокого апокатагенеза (R_{vt}^0 -3.54-6.40%). Несмотря на вариации полученных данных, можно констатировать, что в кровле палеозоя на Новопортовской площади ОВ преобразовано до градаций апокатагенеза. Близкий уровень катагенеза

установлен и юго-западнее - в карбонатных отложениях среднего палеозоя Щучинского выступа. Здесь в девонских отложениях преобразованность ОВ отвечает апокатагенезу (AK_{1-2} , $R_{\text{пр}}^0 - 2.04-2.83\%$), а в каменноугольных - концу мезокатагенеза (градация MK_3^2 , $R_{\text{пр}}^0 - 1.92\%$). В глинистых сланцах ОВ достигло градации AK_3 ($R_{\text{пр}}^0 - 3.7\%$). Преобразованность ОВ конца градации MK_3^2 ($R_{\text{пр}}^0 - 1.92\%$) установлена в известняках карбона на Сибилейском участке Полярного Урала.

Во многих районах Западно-Сибирского мегабассейна вскрыты осадочные отложения палеозоя, ОВ которых достигло конца апокатагенеза (AK_{2-5}), иногда начала метагенеза. Обширная субмеридиональная зона с сильно преобразованным ОВ, протягивающаяся практически через всю территорию региона выделена в его восточной части. На юге она охватывает восточную окраину Межовского срединного массива и распространяется дальше на восток. Пониженная преобразованность ОВ в этой зоне отмечается в ее западной части, примыкающей к районам умеренного катагенеза. Так, на Западно-Калгачской, Дедовской, Восточной, Тайдасской, Таволгинской, Ракитинской и Надеждинской площадях катагенез ОВ отвечает градации AK_2 ($R_{\text{пр}}^0 - 2.47-3.25\%$; ДТА - $440-660^\circ\text{C}$). С той же интенсивностью преобразовано ОВ ($R_{\text{пр}}^0 - 2.5-3.3\%$; $\rho - 2.69-2.74 \text{ г/см}^3$) на Соболиной, Юбилейной и Северо-Останинской площадях. Близкие показатели катагенеза ОВ получены на Пудинской, Пономаревской и Сомовской площадях ($R_{\text{пр}}^0 - 3.0-3.5\%$; $\rho - 2.72-2.77 \text{ г/см}^3$). Аномально высокий уровень зрелости ОВ в этой полосе зафиксирован на Мирной площади (AK_3 , $R_{\text{пр}}^0 - 4.4\%$). Восточнее ее на Пинджинской площади вскрыты выветрелые сланцы, что позволяет здесь также предполагать преобразованность ОВ до апокатагенеза. Начало градации AK_3 установлено на Селимхановской и Верхнекенгской площадях ($R_{\text{пр}}^0 - 3.62-3.70\%$; $\rho - 2.70-2.76 \text{ г/см}^3$), а на Чинжарской, Горелоярской и Верхнекомбарской ОВ достигло конца апокатагенеза ($R_{\text{пр}}^0 - 4.3-5.5\%$). С той же интенсивностью преобразовано ОВ на Парбигской и Пешковской площадях. Имеются сведения [Комплексная интерпретация..., 1997ф], что на Верхнекомбарской площади уровень зрелости ОВ не превышает начала градации MK_3^2 ($R_{\text{пр}}^0 - 1.61\%$). Но с этим не согласуется даже внешний облик вскрытых здесь плотных сильно рассланцованных глинистых и карбонатных пород.

Эта единая зона высокой преобразованности ОВ (AK_{2-3}) охватывает южные части Назиносенькинского антиклинория и Айгольского синклинория. Наиболее сильный катагенез установлен в восточной части этой зоны. Здесь в аргиллитах Гришкинской и Посковской площадей уровень зрелости ОВ достигает конца градации AK_3 ($R_{\text{пр}}^0 - 4.0-$

5.2%; ρ - 2.71-2.72 г/см³). С той же интенсивностью изменено ОВ в северо-западной части этой зоны на Толпаровской и Ураловской площадях (R_{vt}^0 - 3.9-4.9%). Начало АК₃ (R_{vt}^0 -3.62%) зафиксировано на Западно-Тымской площади. На расположенной в этой зоне Усть-Тымской площади вскрыты рассланцованные аргиллиты, что позволяет предполагать здесь также преобразованность ОВ до апокатагенеза. Градация АК₃ установлена на Кочебиловской, Верхнекарзинской, Калчанской и Колпашевской площадях (R_{vt}^0 -3.4-4.0%; C^{Γ} -98%; ДТА-500-760⁰С). Несколько противоречивые сведения о преобразованности ОВ получены на Басмасовской площади. Углепетрографические и термические данные автора свидетельствуют о начале градации АК₃ (R_{vt}^0 -3.6%, ДТА-500-600⁰С), а элементного и технического анализов других исследователей [Трушков, Фомичев, 1976] – о градации МК₃². Но, как было показано выше, углепетрографические параметры наиболее точно отражают уровень зрелости ОВ. Слабее преобразовано ОВ (АК₂) на Каргасокской и Шудельской площадях (R_{vt}^0 - 2.5-3.5%; ДТА - 460-640⁰С).

Эта зона высокой преобразованности ОВ полностью охватывает Пылькарминский мегаантиклинорий. Однако уровень зрелости ОВ по территории структуры существенно варьирует. Так, в южной части мегаантиклинория на Северо-Колпашевской площади R_{vt}^0 (4.6%) соответствует концу градации АК₃. С этим согласуются материалы по дифференциально-термическому анализу пород (530-700⁰С), ИК-спектров битумоидов. В северном направлении катагенез заметно ослабевает и на Береговой, Куржинской площадях соответствует градации АК₂ (R_{vt}^0 - 2.5-3.1%; $N_{\text{пр. vt}}$ -2.02; C^{Γ} -91.2%; ДТА - 460-600⁰С; ρ - 2.67-2.70 г/см³). С той же интенсивностью изменено ОВ на Вертолетной площади (R_{vt}^0 -3.0%; ДТА - 620-670⁰С). Подобная преобразованность предполагается на Пайдугинской и Кананакской площадях, на которых плотность аргиллитов достигает 2.71-2.74 г/см³. Далее к северу уровень зрелости ОВ существенно увеличивается и на Чимулякской, Малочимулякской, Пульсецкой, Мегъеганской площадях отвечает концу градации АК₃ (R_{vt}^0 - 4.2-5.5%; $N_{\text{пр. vt}}$ -2.02). К западу катагенез несколько ослабевает и на Сибкраевской площади не превышает начала АК₃ (R_{vt}^0 -3.3-3.8%; ДТА - 500-630⁰С; ρ - 2.67-2.73 г/см³). В северо-восточной части Пылькарминского мегаантиклинория зона высокого катагенеза выявлена на Боровой, Северо-Боровой, Восточно-Пылькарминской и Пылькарминской площадях, на которых R_{vt}^0 (4.01-4.36%) отвечает середине градации АК₃. Дальше к северу уровень зрелости ОВ увеличивается и на Сыхтинской площади зафиксирован конец АК₃ (R_{vt}^0 -5.1%). Середина градации АК₂ (R_{vt}^0 -2.90-3.04%) установлена на Восточно-Сабунской и Котыгъеганской площадях.

Эта субмеридиональная полоса терригенно-карбонатных пород с высоко преобразованным ОВ охватывает южную часть Тазовского мегаантиклинория и продолжается на север до Худосейского грабен-рифта. На юге этой зоны (Кысьеганская) уровень зрелости ОВ отвечает середине АК₂ (R_{vt}^0 -2.97%). В северном направлении катагенез несколько ослабевает и на Инольской, Каралькинской и Верхнекаралькинской площадях фиксируется начало этой градации (R_{vt}^0 -2.64-2.67%). Аномально высокая преобразованность ОВ в данной зоне установлена на Светлогорской площади. Здесь в сильно дислоцированных аргиллитах R_{vt}^0 (5.2%) свидетельствует о конце апокатагенеза. Дальше к северу палеозойский комплекс не вскрыт скважинами и поэтому отсутствуют данные об уровне зрелости ОВ. Но учитывая, что в базальных горизонтах мезозойского платформенного чехла ОВ достигло уже апокатагенеза, следует полагать, что в палеозойских отложениях катагенез будет еще больше. Поэтому эта зона высокой преобразованности продолжена до Гыданского полуострова и западной окраины Енисей-Хатангского прогиба, т.е. охватывает все пространство между триасовыми рифтами.

Сильно преобразованное ОВ встречено на 3-х небольших локальных участках восточнее Пылькарминского мегаантиклинория. На Карбинской площади R_{vt}^0 (4.1%) свидетельствует об уровне зрелости ОВ градации АК₃. Несколько слабее катагенез ОВ (АК₂) на Ярской и Чачанской площадях (R_{vt}^0 - 3.1-3.3%). Высокий катагенез ОВ выявлен также на трех небольших локальных участках Межовского срединного массива. Так, одинаковый уровень зрелости ОВ зафиксирован на Рифтовой и Шингинской площадях (конец АК₂, R_{vt}^0 -3.4%). Преобразованность ОВ до градации АК₃ (R_{vt}^0 -4.0%) установлена на Северо-Юлжавской площади. Подобный уровень зрелости ОВ предполагается в расчлененных аргиллитах Зимней площади.

Крупный массив терригенно-карбонатных пород высокой степени преобразованности выявлен на севере Айгольского синклинория и Назиносенкинского антиклинория. Наиболее сильные изменения испытало ОВ в северной части массива. Здесь на Трайгородской, Кондаковской, Горстовой и Максимкинской площадях ОВ находится уже на заключительных этапах апокатагенеза, переходных к метагенезу (R_{vt}^0 - 4.7-5.8%). Подобный уровень зрелости ОВ предполагается в сланцах Проточной, Южно-Охтеурьевской и Северной площадей. Дифференцированная картина катагенеза установлена южнее. Так, на Колтогорской и Полуденной площадях данные различных анализов (R_{vt}^0 - 3.5-3.8%; ДТА - 530-700⁰С; ρ - 2.72-2.75 г/см³) свидетельствуют о начале градации АК₃. В восточном направлении катагенез ОВ ослабевает и на Южно-Назинской

площади соответствует началу АК₂ (R_{vt}^0 -2.76%). На Ильяжской и Южной площадях фиксируется аномально высокая преобразованность ОВ - до метаантрацитов (R_{vt}^0 - 4.9-7.5%). Далее в южном направлении катагенез ослабевает и на Полонской площади отвечает концу градации АК₂ (R_{vt}^0 -3.4%).

Неоднозначные результаты получены по Чкаловской площади. Здесь в аргиллитах скв. 3 преобразованность ОВ отвечает концу АК₃ (R_{vt}^0 -4.4-4.8%; ДТА - 530-700°C; ρ - 2.72-2.75 г/см³), а в известняках скв. 2 градации АК₁ (R_{pvt}^0 -2.0-2.3%). Подобные вариации в уровне зрелости ОВ в пределах локальной структуры могут быть связаны с разными факторами. Возможно, это отражаются фациальные и литологические особенности отложений. Известно, что в карбонатных породах катагенетические изменения как у аквагенного, так и у террагенного ОВ несколько отстают по сравнению с терригенными толщами [Конторович, Изосимова, Трушков, 1974; Иванов, Клубов, 1977].

Южнее Чкаловской площади наблюдается некоторое ослабление катагенеза. Здесь на Межозерной, Трассовой, Лымжинской и Головной площадях уровень зрелости ОВ отвечает концу градации АК₂ - началу АК₃ (R_{vt}^0 -3.5%; R_{pvt}^0 -2.6%). Зона подобной преобразованности ОВ прослеживается и юго-западнее, охватывая Перкатскую, Сельскую, Пологую, Южно-Ельцовую и Пионерскую площади (R_{vt}^0 -3.6%; R_{pvt}^0 -3.2%). Вскрытие на Грушевой площади сильно дислоцированных известняков, позволяет предполагать высокий уровень зрелости ОВ и здесь. Заметно слабее катагенез ОВ (начало АК₂) в карбонатных породах Кильсинской и Кульеганской площадей (R_{vt}^0 -2.7%; R_{pvt}^0 -2.4%) северной части Межовского срединного массива. По мере приближения к Уренгойско-Колтогорскому желобу катагенез усиливается и на Сосновской площади достигает конца АК₃ (R_{vt}^0 -4.5%). Аналогичный уровень зрелости ОВ зафиксирован на Мурасовской площади. Несколько слабее преобразовано ОВ (начало АК₃) на Северо-Мыльджинской площади (R_{vt}^0 -3.7%). О катагенезе ОВ на этой площади имеются и другие заключения [Геохимические критерии..., 1980]. По мнению этих исследователей, отложения палеозоя здесь находятся на заключительных этапах мезокатагенеза (градации МК₃¹⁻²). Однако это не согласуется даже с внешним обликом вскрытых здесь плотных (ρ - 2.78-2.84 г/см³) сильно рассланцованных аргиллитов. Автор проследил изменение катагенеза ОВ по разрезу этой скважины на мощность более 650 м, и по всему интервалу палеозоя уровень зрелости ОВ отвечает градации АК₃ (R_{vt}^0 - 3.7-5.3%).

Сравнительно крупный массив высоко преобразованных карбонатно-глинистых отложений палеозоя выделяется на Нижневартовском антиклинории. Здесь, в мергелях

Самотлорской площади R_{vt}^0 (4.9%) отвечает концу апокатагенеза. Примерно с той же интенсивностью изменено ОВ на Рубиновой, Ореховской, Аганской, Малоаганской, Малоключевой, Северо-Ореховской и Ермаковской площадях (R_{vt}^0 - 4.52-4.70%; C^T - 95%). Подобный уровень зрелости ОВ предполагается в выветрелых сланцах Покачевской и Покамасовской площадей. Несколько слабее преобразовано ОВ (AK_2) на Аленкинской, Соснинской, Южно-Соснинской и Северо-Лесной площадях (R_{vt}^0 - 3.1-3.4%; ДТА - 550-640°C). Относительно низкий для этой зоны катагенез установлен на Мегионской площади (градация AK_2 , R_{vt}^0 - 2.9%), расположенной среди массива палеозойских пород с ОВ заключительных этапов апокатагенеза. В разных скважинах Полуденной площади преобразованность ОВ варьирует от конца градации AK_1 (R_{pvt}^0 - 2.39%) в девонских отложениях до конца AK_2 - начала AK_3 (R_{pvt}^0 - 3.47%) в ордовикских. Довольно сильный катагенез ОВ в этой зоне зафиксирован на Снегириной площади (AK_3 , R_{vt}^0 - 3.85%). Высокая преобразованность ОВ установлена на западном борту Уренгойско-Колтогорского желоба. Здесь на Ершовой площади R_{vt}^0 (4.1%) свидетельствует о середине градации AK_3 . Несколько слабее катагенез (начало AK_3) на Тюменской и Гуньеганской площадях (R_{vt}^0 - 3.62%; C^T - 95%).

Значительный блок терригенных пород высокой степени преобразованности выделяется на Верхнедемьянском мегаантиклинории. На Ивановской и Новологиновской площадях R_{vt}^0 (4.1-4.9%) свидетельствует об уровне зрелости ОВ конца градации AK_3 . Несколько сильнее катагенез, хотя и в пределах AK_3 , на Тайтымской, Южно-Демьянской, Новоютымской и Северо-Ютымской площадях (R_{vt}^0 - 4.7-5.2%). Слабее изменено ОВ (начало AK_3) на Журавлевской и Наталинской площадях (R_{vt}^0 - 3.4-3.8%; ρ - 2.69-2.71 г/см³; ДТА - 410-650°C). Судя по высокой плотности пород (ρ - 2.70-2.74 г/см³), подобная преобразованность предполагается на Нововасильевской, Челноковской и Ягыльяхской площадях. Эта зона катагенеза охватывает небольшой участок Верхневасюганского антиклинория, где на Весенней и Аэросейсмической площадях R_{vt}^0 (3.0-3.3%) отвечает градации AK_2 . Хотя плотность пород здесь существенно выше (ρ - 2.78 г/см³), чем это характерно для данной градации. Сильный катагенез ОВ предполагается и в плотных аргиллитах (ρ - 2.70-2.74 г/см³) Первомайской площади. Уровень зрелости ОВ конца градации AK_2 (R_{vt}^0 - 3.4%) зафиксирован южнее (на Георгиевской площади Солдатско-Михайловского мегаантиклинория).

Сильно преобразованное ОВ установлено на крайнем юго-западе региона (южнее Вагайско-Ишимской впадины). Здесь на Петуховской и Западно-Петуховской площадях

уровень зрелости ОВ отвечает середине градации АК₃ (R^0_{vt} -4.0-4.2%). Несколько слабее изменено ОВ (конец АК₂, R^0_{vt} -3.3%) на Сухменской площади. Существенная плотность глинистых пород (ρ -2.71-2.74 г/см³) на Тобольской, Челноковской, Мальцевской и Лучинкинской площадях, позволяет предполагать здесь преобразованность ОВ до апокатагенеза.

На большинстве разведочных площадей Уват-Хантымансийского срединного массива скважинами вскрыты высоко преобразованные толщи палеозоя. Начало градации АК₃ (R^0_{vt} -3.6-4.0%) зафиксировано на Эргинской, Фроловской и Восточно-Фроловской площадях. Судя по пиролитическим данным Н.В.Лопатина с соавторами, с той же интенсивностью преобразовано ОВ и на Горелой площади [Об источнике..., 1997]. В северном направлении катагенез несколько ослабевает и на Южно-Галиновской площади отвечает концу АК₂ (R^0_{vt} -3.25%), а на Среднеазымской – началу этой градации (R^0_{vt} -2.7%). В большинстве скважин Краснотенинской площади вскрыты аргиллиты с уровнем зрелости ОВ конца градации АК₂ (R^0_{vt} - 3.25-3.40%). Однако в рассланцованных аргиллитах скв. 803, 850, 958 с углами падения слоев порядка 70-85° органическое вещество преобразовано уже до метаантрацитов (R^0_{vt} -6.1%). Аналогичный, аномально высокий катагенез ОВ установлен на Каменной и Молодежной площадях (R^0_{vt} -6.2%). Начало градации АК₃ (R^0_{vt} -3.54%) отмечается на Емьеговской площади. Судя по высокой плотности глинистых пород (ρ – 2.72-2.77 г/см³), подобная преобразованность ОВ предполагается на Хотлохской, Лебяжьей, Ингинской, Северо-Селияровской, Елизаровской и Поттымской площадях.

Крупный блок терригенных пород с высоко преобразованным ОВ выявлен в районе Шаимского антиклинория. Здесь на Трехозерной, Мулымьинской и Славинской площадях, уровень зрелости ОВ отвечает середине градации АК₂ (R^0_{vt} - 2.5-3.0%). Более высокий катагенез ОВ зафиксирован на Убинской площади (начало АК₃, R^0_{vt} -3.54%). Заключительных этапов апокатагенеза достигло ОВ на Узбекской, Андреевской и Даниловской площадях (R^0_{vt} -4.50-4.61%). Близкий уровень зрелости ОВ отмечается в аргиллитах Яхлинской, Половинкинской и Леушинской площадей (R^0_{vt} -4.2-4.4%). Хотя, как было показано выше, в карбонатных породах Яхлинской площади катагенез ОВ отвечает концу градации МК₃². Аномально высокий катагенез ОВ установлен на Толумской и Среднемулымьинской площадях, где ОВ достигло уже начального катагенеза (R^0_{vt} -5.9-6.0%) и на фрагментах ОВ заметно начало графитизации. На Северо-Даниловской, Потанайской, Лазаревской, Западно-Ловинской, Малотанской,

Мортимьинской и Шушминской площадях вскрыты плотные ($\rho=2.73-2.78 \text{ г/см}^3$) рассланцованные аргиллиты, что позволяет предполагать здесь преобразованность ОВ до апокатагенеза.

Высоко преобразованные толщи палеозоя вскрыты в северных и арктических районах Западно-Сибирского мегабассейна. В Тюменской сверхглубокой скважине № 6, пробуренной в центральной части Уренгойско-Колтогорского желоба, на глубине 7310 м в рассланцованных аргиллитах пермского возраста ОВ достигло градации AK_3 ($R_{vi}^0=4.0\%$). С той же интенсивностью изменено ОВ в аргиллитах Медвежьей и Лензитской площадей Нейтинского прогиба. Несколько сильнее катагенез ОВ на Надымской площади (скв. 7), на которой в сильно дислоцированных глинистых сланцах с плотностью $2.74-2.86 \text{ г/см}^3$ [Методы тектонического..., 1980], R_{vi}^0 (4.4%) он отвечает концу AK_3 ($R_{vi}^0=4.43\%$). Конец градации AK_2 зафиксирован на Ярудейской площади ($R_{vi}^0=3.32\%$). Аномально высокая преобразованность пород палеозоя установлена на Западно-Яротинской площади Байдарацкого прогиба. Здесь в сланцах R_{vi}^0 (7.0%) отвечает уже началу метагенеза. Подобные же породы вскрыты и северо-западнее - на Восходной, Верхореченской и Усть-Юрибейской площадях. Дальше к северу палеозойский комплекс пока не вскрыт. Но учитывая, что здесь в базальных горизонтах мезозойского осадочного чехла ОВ достигло апокатагенеза, вполне очевидно, что в палеозойских отложениях уровень зрелости ОВ будет еще выше. Поэтому на схеме катагенеза (приложение 4) эта зона повышенной преобразованности ОВ продолжена в арктические районы мегабассейна, охватывая значительную часть Гыданского и Ямальского полуостровов, а также прилегающую территорию Карского моря.

Сильно измененное ОВ (градации $AK_{2.5}$ и выше) встречено на юге Новосибирской области, в прилегающих районах Алтайского края, а также в предгорьях Салаира и Алтая [Геохимические предпосылки..., 2004]. Материалом для исследования послужили в основном образцы пород, собранные в обнажениях предгорного Алтая и Салаира. В меньшей мере использовался сохранившийся керн скважин, предоставленный специалистами Алтайской гидрогеологической экспедиции (п.Боровиха), нерудной партии (п.Борзова Заимка), Новосибирской геолого-поисковой экспедиции (п.Кирова). В этих районах наряду с отложениями девона и карбона изучались породы нижнего палеозоя и венда, в которых отсутствуют фрагменты высшей растительности. Поэтому уровень зрелости ОВ в них ориентировочно определялся по водорослям (R_{alg}^0), сорбомикстипиту ($R_{см}^0$) и битуминиту ($R_{бт}^0$). Сосредоточение материала исследования

преимущественно по предгорным районам не позволяет построить достаточно аргументированную схему преобразованности органического вещества на всю территорию Алтайского края. Поэтому на ней выделены также участки предполагаемого по косвенным признакам умеренного катагенеза. Для оконтуривания зон разной преобразованности использовались: «Схематическая геологическая карта доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты» под редакцией В.С.Суркова [Геология и полезные..., 2000], «Карта докембрийско-палеозойских структурно-формационных комплексов Алтайского края», «Карта тектонического районирования для верхнего протерозоя и палеозоя Алтайского края» под редакцией А.Э.Конторовича [Оценка перспектив..., 2003ф].

Крупный блок высоко преобразованных терригенно-карбонатных отложений среднего палеозоя выделяется от г.Барнаула до г.Камень-на-Оби, продолжается в смежные районы Новосибирской области и до юга Томской области. Градации апокатагенеза установлены в Каменском районе Алтайского края. Здесь на Столбовской площади в алевролитах верхнего девона отражательная способность различных мацералов (R^0_{vt} —3.04-3.8%, R^0_{cm} —4.0%) свидетельствует о конце градации АК₂ - начале АК₃. Относительно умеренный катагенез ОБ выявлен в известняках верхнего девона на северо-востоке Каменского района (начало АК₂, R^0_{vt} —2.57%). В северном направлении уровень зрелости ОБ нарастает и около п.Каменушка в разновозрастных сланцах встречены обломки водорослей с отражательной способностью более 4.0%, свидетельствующей о конце апокатагенеза. Эта зона продолжается далее на север в смежные районы Новосибирской области. На окраине п.Чингисы в известняках верхнего девона отражательная способность различных мацералов (R^0_{vt} —4.09%, R^0_{alg} —2.45%, R^0_{cm} —4.43%) указывает на начало градации АК₃. Далее в этом направлении продолжается нарастание уровня зрелости ОБ и на Кирзинской площади в рассланцованных аргиллитах среднего палеозоя ОБ достигло конца градации АК₃ (R^0_{vt} —4.80%), а на Ирменской - АК₅ (R^0_{vt} —6.40%). Аномально высокая преобразованность ОБ в этой зоне встречена в черте г.Камень-на-Оби. Здесь в мраморизованных известняках нижнего силура встречены чешуйки водорослей с отражательной способностью более 5.0 %, характерной уже для начала метагенеза.

В аргиллитах среднего карбона на Барнаульской площади установлено начало АК₂ (R^0_{vt} —2.57%). Более существенно изменено ОБ в девонских алевролитах на Тальменской

площади, где оно достигло уже градации AK_3 ($R^0_{vt}-4.18\%$). В западном направлении катагенез усиливается и в разновозрастных аргиллитах на Шипицинской площади достигает конца этой градации ($R^0_{vt}-4.61\%$), а в аргиллитах нижнего карбона (Инская) - градации AK_4 ($R^0_{vt}-5.6\%$). Примерно с той же интенсивностью изменено ОВ ($R^0_{vt}-5.2-5.6\%$) в аргиллитах среднего палеозоя на Озерской и Мамоновской площадях. Более высоко преобразовано ОВ на Маслянской и Митюшевской площадях, на которых в рассланцованных аргиллитах среднего палеозоя оно достигло конца апокатагенеза (AK_5 , $R^0_{vt}-6.6\%$). Эта зона катагенеза охватывает Горловский бассейн, на территории которого в аргиллитах и углях нижнего карбона установлены градации AK_{3-5} ($R^0_{vt}-4.6-6.7\%$) и продолжается дальше на север. Здесь в разновозрастных аргиллитах Ташаринской площади уровень зрелости ОВ отвечает градации AK_5 ($R^0_{vt}-6.3\%$), а в обнажениях около г.Томска - концу AK_3 ($R^0_{vt}-4.8\%$).

Локальный участок градаций апокатагенеза, среди отложений преобразованных до метакатагенеза, выявлен в Заринском районе. Здесь в аргиллитах нижнего карбона около п.Афонино уровень зрелости ОВ отвечает середине градации AK_2 ($R^0_{vt}-3.11\%$, $R^0_{cm}-4.2\%$), а западнее п.Смазнево - началу AK_3 ($R^0_{vt}-3.85\%$). В северо-восточном направлении катагенез ОВ усиливается и в мергелях среднего палеозоя Врублевской площади достигает градаций AK_{3-4} ($R^0_{vt}-4.3-5.5\%$). Небольшой участок градаций апокатагенеза выявлен в Тюменцевском районе. Здесь на Андроновской площади в рассланцованных аргиллитах среднего палеозоя ОВ достигло середины-конца AK_3 ($R^0_{vt}-4.18-4.80\%$), а на Черемшанской площади уже градаций AK_{3-4} ($R^0_{vt}-5.1\%$).

Зона градаций апокатагенеза выявлена на юге Алтайского края, протягивающаяся узкой полосой от г.Горняк до п.Петропавловское. По сравнению с остальными изученными районами Алтайского края наименее преобразовано ОВ южнее г.Горняк. Здесь в аргиллитах верхнего девона уровень зрелости ОВ отвечает началу-середине градации AK_1 ($R^0_{vt}-1.98-2.33\%$). Близкий катагенез ОВ отмечается и восточнее в разновозрастных терригенно-карбонатных породах ($R^0_{vt}-2.15-2.33\%$). В северном направлении катагенез ОВ усиливается и в известняках нижнего девона Усть-Таловской площади, а также в обнажениях севернее п.Курья достигает градаций AK_{2-3} ($R^0_{alg}-2.0-2.9\%$, $R^0_{cm}-5.0\%$). Примерно с той же интенсивностью изменено ОВ в разновозрастных известняках восточнее п.Соловьяха ($R^0_{alg}-2.76\%$) и в известняках среднего девона около п.Камышенка Петропавловского района ($R^0_{vt}-2.9\%$, $R^0_{alg}-2.64-2.83\%$, $R^0_{cm}-2.7-4.6\%$).

Наиболее сильно изменено ОВ в предгорьях Алтая и Салаира, где оно достигло в основном метагенеза и начального метаморфизма. Единая зона такой преобразованности начинается от г.Змеиногорска, захватывает Республику Алтай и заканчивается в предгорьях Салаира Залесовского района. На юге Алтайского края в аргиллитах верхнего силура южнее п.Краснощеково встречены графитизированные чешуйки водорослей с отражательной способностью 6.8%, свидетельствующей уже о середине метагенеза. Примерно с той же интенсивностью изменено ОВ в рассланцованных аргиллитах нижнего ордовика южнее п.Маралиха (R_{alg}^0 —6.4%, $R_{\text{см}}^0$ —5.9%). Близкий уровень зрелости ОВ установлен в известняках среднего ордовика (R_{alg}^0 —5.7-6.5%). Более высоко преобразовано ОВ в рассланцованных аргиллитах нижнего ордовика между п.Маралиха и п.Чинета. Здесь в породах встречены графитизированные чешуйки водорослей с отражательной способностью 7.6%, что указывает на середину-конец метагенеза. Сильно измененное ОВ встречено восточнее п.Колывань, где в рассланцованных алевролитах среднего ордовика обнаружены графитизированные чешуйки водорослей и сорбомикстинита. Судя по их отражательной способности (R_{alg}^0 —8.1%, $R_{\text{см}}^0$ —7.6%), уровень зрелости здесь достигает конца метагенеза. Сильные термобарические изменения претерпели породы в районе п.Чинета. Здесь в терригенно-карбонатных толщах верхнего ордовика ОВ достигло метагенеза (R_{alg}^0 —4.9-7.8%). Аномально высокая преобразованность ОВ в этом районе выявлена в рассланцованных аргиллитах нижнего силура, в которых органическое вещество претерпело уже начальные метаморфические изменения (R_{alg}^0 —10.6%). Близкий уровень зрелости ОВ (R_{alg}^0 —9.0%) установлен в листоватых сланцах нижнего силура северо-западнее п.Чинета.

Эта зона высокой преобразованности продолжается на восток в Солонешенский район и предгорья Алтая. Восточнее п.Антоньевка Солонешенского района в известняках нижнего девона ОВ достигло середины метагенеза (R_{alg}^0 —6.4%). Несколько слабее изменено ОВ около п.Черемшанка, где в известняках нижнего карбона отражательная способность различных мацералов (R_{alg}^0 —3.78-3.85%, $R_{\text{см}}^0$ —4.3-5.5%) свидетельствует о начале метагенеза. Сильнее изменено ОВ в Солонешенском районе вдоль р.Шинок (вблизи границы с Республикой Алтай), где в раскристаллизованных известняках нижнего девона оно достигло начала-середины метагенеза (R_{alg}^0 —5.5-6.5%, $R_{\text{см}}^0$ —5.9%, $R_{\text{бт}}^0$ —6.5-7.2%). Примерно с той же интенсивностью преобразовано ОВ в Усть-Канском районе Республики Алтай. Так, на западном склоне г.Маяк в аргиллитах нижнего силура ОВ достигло начала метагенеза (R_{alg}^0 —4.3-5.1%, $R_{\text{см}}^0$ —5.3-8.0%).

Несколько слабее преобразовано ОВ юго-восточнее п.Яконур, где в аргиллитах среднего ордовика отражательная способность альгинита (R_{alg}^0 —5.7%) и сорбомикстинита ($R_{\text{см}}^0$ —6.1-7.7%) отвечает середине метагенеза. Примерно с той же интенсивностью изменено ОВ (R_{alg}^0 —3.85-5.70%) в терригенно-карбонатных отложениях нижнего девона северовосточнее п.Ширгайта.

Наименее изменено ОВ севернее п.Шебалино, где в терригенно-карбонатных отложениях среднего-верхнего девона зафиксирован конец апокатагенеза (AK_{4-5} , $R_{\text{вт}}^0$ —5.2-6.3%). В остальных районах этой зоны породы испытали метagenетические и метаморфические преобразования. Так, на правом борту р.Эдиган (Чемальский тракт) в раскристаллизованных известняках нижнего кембрия ОВ достигло середины метагенеза (R_{alg}^0 —5.9%). В породах также встречаются графитизированные чешуйки с отражательной способностью порядка 10%. Северозападнее этого участка на левом берегу р.Катунь в разновозрастных породах ОВ преобразовано до начала метагенеза (R_{alg}^0 —4.01%). Середина метагенеза установлена около п.Еланда Чемальского района ($R_{\text{см}}^0$ —7.4-9.0%). Здесь же в верховьях р.Верхняя Еланда в этих породах обнаружены чешуйки графита с отражательной способностью 12.4%. Следовательно, эти отложения уже достигли этапа метаморфизма. С той же интенсивностью преобразованы известняки верхнего кембрия по р.Нижняя Еланда, где встречены графитизированные частицы с R^0 порядка 9.0-11.0%. Несколько слабее изменено ОВ севернее п.Уожап, где зафиксировано начало метагенеза ($R_{\text{см}}^0$ —5.8%). Более интенсивные преобразования испытали породы на правом борту р.Катунь (500-700 м ниже тур/базы «Семинская поляна»), где в известняках нижнего кембрия ОВ достигло конца метагенеза (R_{alg}^0 —8.2%, $R_{\text{см}}^0$ —6.6-6.8%).

Существенно сильнее изменено ОВ северовосточнее п.Камлак Шебалинского района. Здесь на левом борту р.Малый Камлак в терригенно-карбонатных отложениях нижнего ордовика встречены графитизированные фрагменты водорослей с отражательной способностью 9.3-10.0%, что свидетельствует уже о метаморфических преобразованиях. Аналогичная ситуация отмечается около п.Усть-Муны Майминского района, где также в известняках венда обнаружены графитизированные частицы водорослей с R_{alg}^0 = 8.4-10.3%. Более глубокие метаморфические изменения (R_{alg}^0 —9.2-12.1%) претерпели разновозрастные известняки около п.Золотой Ключ и п.Известковый. Причем здесь в породах визуально видны графитовые прослойки. С той же интенсивностью (R_{alg}^0 —11.2%) изменены известняки венда на участке между п.Манжерок и п.Черемшанка.

Эта зона с высоко преобразованным ОВ продолжается в предгорьях Салаира. В Солтонском районе на левом берегу р.Бия в известняках верхнего девона установлено начало-середина метагенеза (R_{alg}^0 —4.6-6.0%). До конца метагенеза преобразовано ОВ в одновозрастных аргиллитах северо-западнее (R_{alg}^0 —7.8%). Севернее п.Черемшанка Ельцовского района в аргиллитах нижнего ордовика встречены частицы водорослей с отражательной способностью 11.2%, отвечающей метаморфизму. С той же интенсивностью (R_{BT}^0 —9.4%) изменено ОВ в аргиллитах нижнего силура на западной окраине п.Ельцовка. Середина метагенеза (R_{alg}^0 —6.3%) зафиксирована в сланцах среднего кембрия между п.Ельцовка и п.Черемшанка. Аналогичная преобразованность ОВ установлена восточнее п.Титово Тогульского района, где в известняках нижнего карбона ОВ достигло середины метагенеза (R_{K}^0 —9.3%). В одновозрастных сланцах ОВ претерпело более сильные изменения. В породах обнаружены графитизированные чешуйки с отражательной способностью 11.0%, что указывает уже на метаморфические преобразования. Эта зона продолжается в Кытмановский и Залесовский районы Салаира. На окраине п.Кытманово в известняках нижнего кембрия ОВ преобразовано до начала метагенеза (R_{alg}^0 —4.26%). С той же интенсивностью изменено ОВ в аргиллитах нижнего карбона севернее п.Хмелевка (R_{alg}^0 —5.2%). В западном направлении преобразованность ОВ усиливается и на окраине п.Пещерка Залесовского района в известняках среднего девона ОВ достигло середины-конца метагенеза (R_{alg}^0 —4.25-9.50%). С той же интенсивностью изменено ОВ в сланцах нижнего девона западнее и севернее п.Кордон (R_{alg}^0 —5.60%, R_{CM}^0 —8.3-8.5%).

Изложенные материалы свидетельствуют, что в предгорьях Алтая и Салаира преобразованность органического вещества весьма высока. Однако нельзя исключать, что по аналогии с внутренними районами Западно-Сибирской геосинеклизы, на территории Степного Алтая под покровом мезозойско-кайнозойских отложений находятся отдельные участки умеренно измененных пород. Такие предположения, основанные на интерпретации геолого-геофизических материалов, высказывались многими исследователями и раньше. М.К.Коровин, Н.А.Кудрявцев, Д.Л.Степанов и др. [Перспективы нефтегазоносности..., 1948] выделяли в Бийско-Барнаульской и Кулундинской впадинах районы предполагаемого развития варисских (герцинских), возможно слабо дислоцированных, осадочных отложений. Такое же мнение высказали позднее А.Л.Матвеевская и Е.Ф.Иванова (1960). Они полагали, что «...среди структур варисской геосинклинальной системы должны быть краевые прогибы и, вероятно, те

области основного прогиба геосинклинальной системы, которые характеризуются ослабленной дислоцированностью и пониженным метаморфизмом пород...» (с. 247). О.М.Адаменко (1976) не исключал возможность нахождения таких участков в Центральной Кулунде и Панкрушихинской грабен-синклинали. В.М.Рычков и С.И.Рычкова (2001) на основе геолого-геофизических и гидрогеологических материалов высказали предположение о наличии в Степном Алтае разновозрастных палеозойских бассейнов (Кулундинский, Панкрушихинский, Рубцовский, Верхнеалейский и др.) с большой мощностью отложений и, возможно, слабо дислоцированных.

Косвенным образом о наличии умеренно преобразованных отложений палеозоя могут служить данные газовой съемки по снегу, которые позволяют выделить участки повышенной газоносности недр. Такие региональные работы были проведены в 2003 г. коллективом ИГНГ СО РАН, охватившие практически всю территорию Степного Алтая. В результате было выделено четыре участка (Панкрушихинский, Восточно-Тальменский, Залесовский, Шипуновский), на территории которых в пробах снега отмечались повышенные содержания углеводородных газов. Они относятся к полям распространения отложений среднего–верхнего девона и нижнего карбона. В 2004 г. была проведена площадная газовая съемка на Панкрушихинском и повторены два профиля на Восточно-Тальменском и Залесовском участках. Результаты газовой съемки по снегу свидетельствуют о высоких концентрациях различных углеводородных газов в пробах снега на Панкрушихинском участке.

На основе изложенных выше материалов, а также с учетом того, что газовая съемка показала наличие в пробах снега жирных газов, можно предполагать о наличии в палеозое умеренно преобразованных отложений градаций $МК_3^{1-2}$ - $АК_1$, $ОВ$ которых еще способно генерировать углеводородные газы. На территории Алтайского края выделено три таких участка: Панкрушихинский, Шипуновский и Залесовский (приложение 4). Конечно, эти косвенные предпосылки требуют дальнейшего подтверждения на основе детального изучения осадочных пород, которые в этих районах пока не вскрыты скважинами.

5.2. Глубинная зональность катагенеза органического вещества

В Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции большое внимание уделяется поискам залежей УВ в глубокозалегающих толщах, особенно в тех районах, в которых

верхние горизонты разреза хорошо изучены. На территории региона пробурено довольно много скважин, вскрывших на значительную мощность палеозойские отложения. Это относится преимущественно к южным районам, где эти толщи залегают на относительно небольших глубинах. В Нюрольском осадочном бассейне пробурены глубокие параметрические скважины: Малоичская-4 (забой 4.6 км), Еллейгайская-2 (4.5 км), Урманская-6 (4.5 км), Калиновая-16 (4.5 км), Лугинецкая-170 (4.0 км), Тайдасская-3 (4.0 км), Майская-1 (3.9 км), Майзасская-1 (3.9 км), Тамбаевская-3 (3.9 км) и другие. Ими на глубинах порядка 2.5-3.0 км встречены карбонатные отложения девона-карбона. Вскрытая мощность палеозоя варьирует от 972 м в скв. Тамбаевская-3 до 1762 м в скв. Малоичская-4. Полная же мощность его здесь, судя по геофизическим данным, достигает 3.0-4.0 км.

Для оценки перспектив нефтегазоносности глубокозалегающих толщ палеозоя, важное значение имеет установление глубинной зональности катагенеза. На основе детального изучения кернового материала этих скважин [Фомин, 1984], построены два профиля (субмеридиональный и субширотный), пересекающие практически весь Нюрольский бассейн и отражающие зональность катагенеза ОВ в интервале глубин 2.5-4.6 км. Полученные материалы свидетельствуют, что во всех скважинах вниз по разрезу уровень зрелости ОВ нарастает, но происходит это с разной интенсивностью. На Малоичской площади (рис. 42, профиль I-I) в верхних горизонтах палеозоя (~3.0 км) ОВ преобразовано до градации МК₂. Вниз по разрезу катагенез медленно нарастает, достигая на глубине порядка 4.1 км только конца этой градации. Ниже интенсивность катагенеза заметно усиливается и на забое скважины (4.6 км) отвечает концу градации МК₃¹. Подобное изменение катагенеза с глубиной отмечается и в скв. Еллейгайская-2. В центре бассейна (скв. Тамбаевская-3) степень катагенеза несколько сокращается (~ 0.8 км) и нижняя граница ее заканчивается на меньших глубинах (~3.9 км). На окончании профиля (скв. Лугинецкая-170) отмечается рост мощности градации МК₂, и она здесь примерно такая же, как и на Еллейгайской площади. Прослеживая глубинную зональность катагенеза на этом профиле, можно наблюдать, что в разных частях Нюрольского бассейна мощность градации МК₂ заметно меняется. В центральных районах она несколько сокращена (0.8-1.1 км) по сравнению с бортовыми зонами (1.1-1.3 км). Возможно, это связано с тем, что в центре бассейна пласты залегают почти горизонтально и скважины вскрывают истинную мощность их, тогда как на бортах углы падения пластов увеличиваются и скважины фиксируют лишь вертикальную мощность.

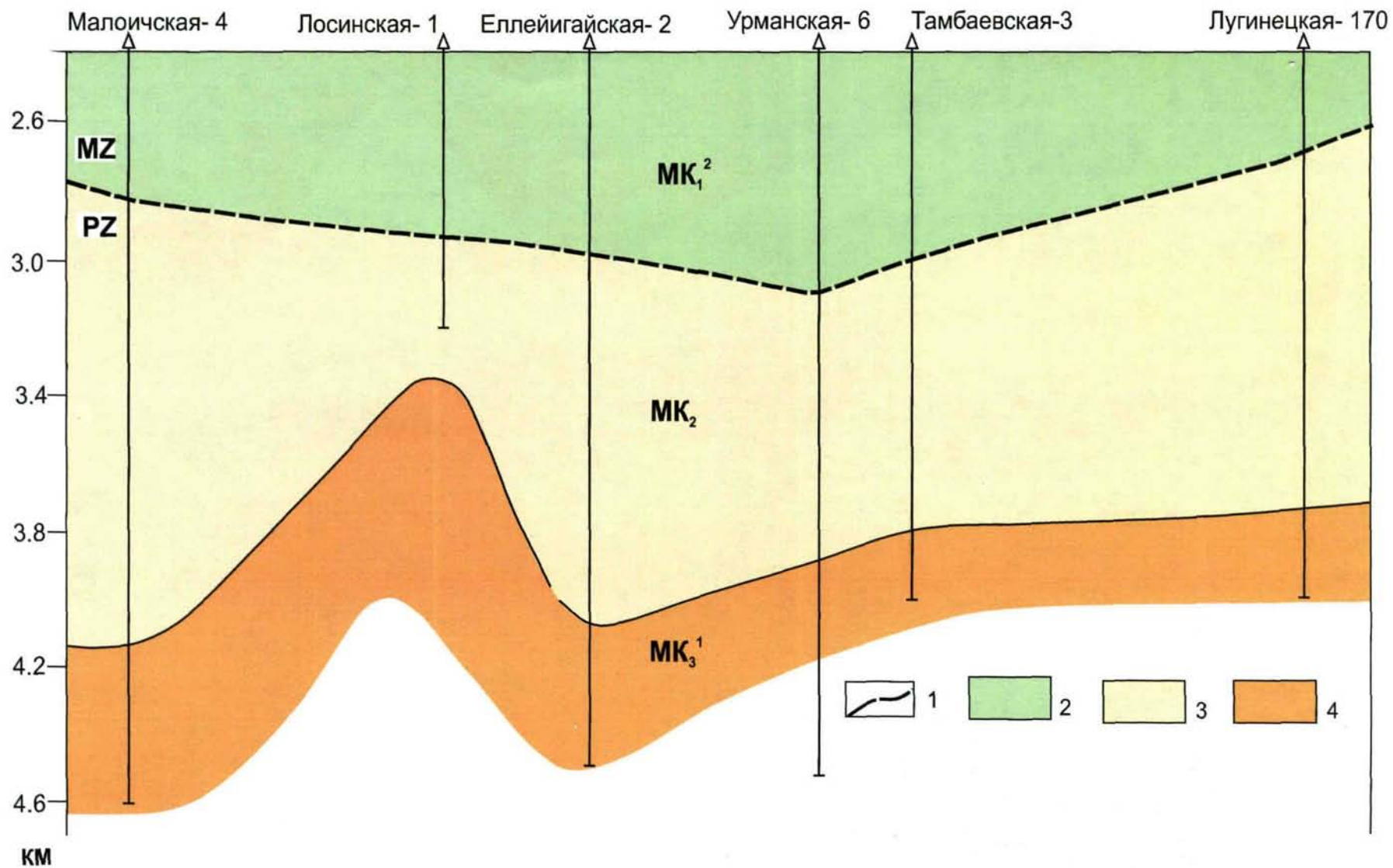


Рис. 42. Глубинная зональность катагенеза органического вещества в палеозойских отложениях Норильского бассейна (профиль I-I) [Фомин, 1984]. Условные обозначения: 1 - кровля палеозойских отложений; 2-4 градации катагенеза: 2 - МК², 3 - МК, 4 - МК¹.

Отсюда и фиксируется более широкий интервал градации МК₂.

Несколько иная глубинная зональность катагенеза прослеживается на субширотном профиле II-II (рис. 43). Центр Нюрольского бассейна рассмотрен нами частично выше, и поэтому на этом районе мы не останавливаемся. По направлению от Еллейгайской площади к Урманской постепенно сокращается мощность градации МК₂ (от 1.1 до 0.9 км). Далее к восточному борту бассейна отмечается резкое сокращение этой зоны катагенеза и в скв. Калиновая-16 она прослеживается лишь в интервале 2950-3250 м. Вниз по разрезу до глубины примерно 4100 м фиксируется градация МК₃¹, а ниже и до забоя скважины (4.5 км) градация МК₃² постепенно сменяется АК₁. Таким образом, в 1.5 км разрезе палеозоя скв. Калиновая-16 отмечается нарастание катагенеза от градации МК₂ до АК₁. По сравнению с внутренними районами бассейна здесь на одних и тех же глубинах фиксируется более высокий катагенез. Возможно, в этом районе палеозойские отложения после максимального погружения и катагенеза были приподняты, и в результате этого значительная часть разреза с уровнем зрелости градации МК₂ была разрушена. Не исключено также, что в этом районе уже отражается близость к области более напряженного термобарического режима. Так, восточнее Казанской и Останинской площадей (градация МК₂) выделяется зона с ОВ, преобразованным до начала апокатагенеза. На западе граница участков с разным катагенезом намечается между Водораздельной и Чагвинской площадями, а севернее – между Лугинецкой и Шингинской (приложение № 4).

На западной окраине Нюрольского бассейна скв. Майская-1 вскрыла толщу дислоцированных глинистых известняков с углами падения слоев 75-85°, т.е. скважина прошла практически вдоль напластования. Поэтому не удивительно, что на протяжении всего вскрытого разреза палеозоя (850 м) преобразованность ОВ слабо меняется - от конца градации МК₃² до середины АК₁ (R_{vt}^0 - 1.95-2.25%; R_{pvt}^0 - 1.7-2.1%). Здесь на глубине 3.2 км ОВ преобразовано до конца мезокатагенеза (МК₃²). Вниз по разрезу уровень зрелости ОВ нарастает и на глубине 3.5 км фиксируется переход к АК₁, а на забое скважины (3927 м) отмечается середина этой градации. Высокий катагенез ОВ этого района, по-видимому, объясняется близостью к Уренгойско-Колтогорскому желобу с напряженным термобарическим режимом. В отличие от центральных районов Нюрольского бассейна, здесь фиксируется значительный углефикационный скачок при переходе от юрских отложений (градация МК₁²) к палеозойским (МК₃²). Следовательно, здесь значительная часть разреза в прошлом была размыта и палеозойские отложения

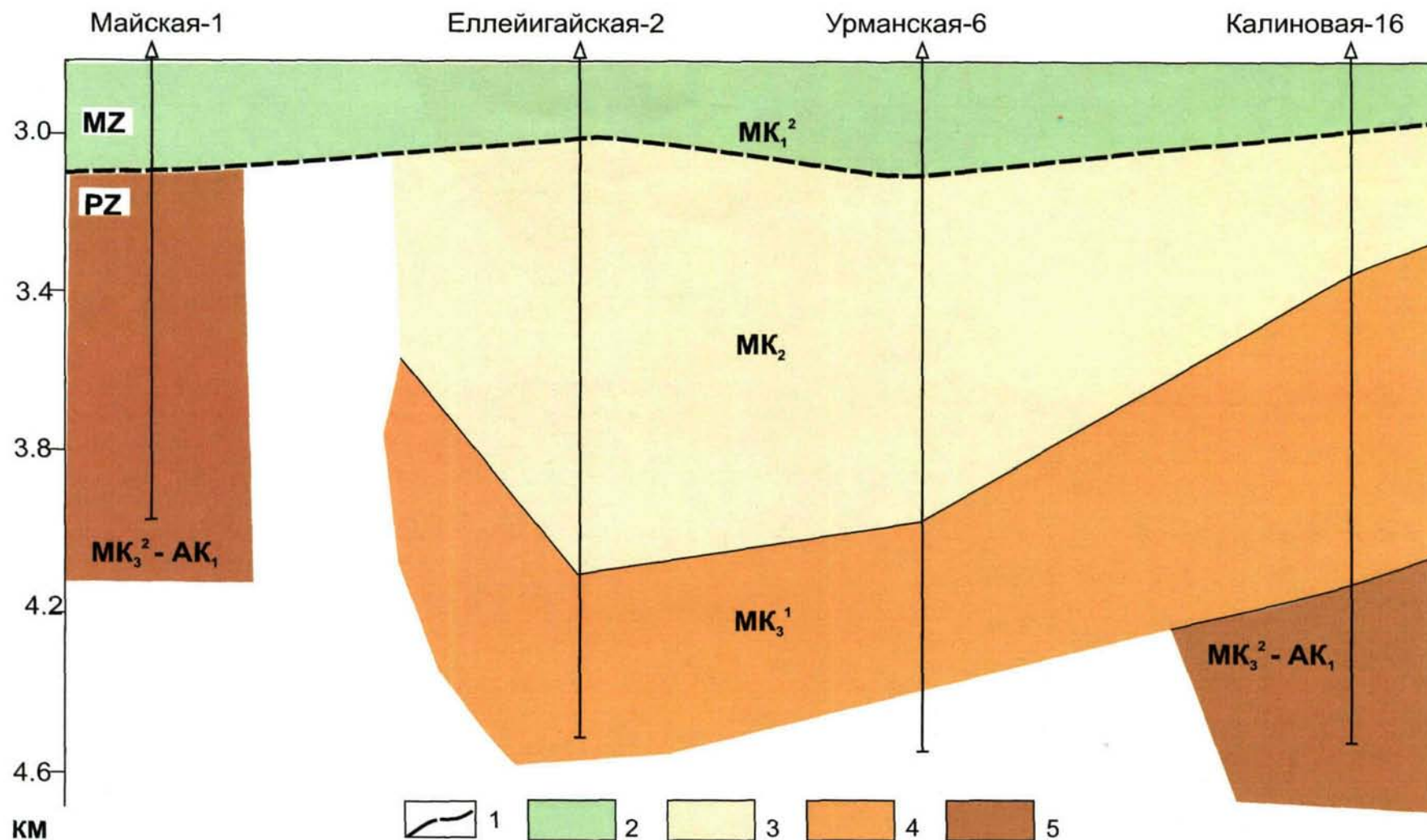


Рис. 43. Глубинная зональность катагенеза органического вещества в палеозойских отложениях Нюрольского бассейна (профиль II-II) [Фомин, 1984]. Условные обозначения: 1 - кровля палеозойских отложений; 2-5 градации катагенеза; 2 - MK_1^2 , 3 - MK_2 , 4 - MK_3^1 , 5 - $MK_3^2 - AK_1$.

претерпели максимальный катагенез еще до формирования платформенного чехла.

На территории Межовского срединного массива пробурено еще несколько глубоких скважин. В скв. Майзасская-1 на глубине 2.9 км установлено начало $МК_3^2$ ($R_{\text{прт}}^0-1.5\%$), которая в интервале 3.5-3.6 км сменяется градацией $АК_1$ ($R_{\text{прт}}^0-2.0\%$). В скв. Северо-Мыльджинская-1 на глубине 3.3 км отмечается начало $АК_3$ ($R_{\text{вт}}^0-3.7\%$), которая прослеживается до забоя скважины (4.0 км, $R_{\text{вт}}^0-4.3\%$). В скв. Тайдасская-3 на глубине 3.2 км фиксируется градация $АК_2$ ($R_{\text{вт}}^0-3.1\%$), которая на глубине 3.3 км сменяется $АК_3$ ($R_{\text{вт}}^0-3.5\%$). Вниз по разрезу преобразованность ОВ постепенно нарастает и на глубине порядка 4.0 км отвечает концу этой же градации ($R_{\text{вт}}^0-4.6\%$). На Западно-Останинской площади установлена следующая глубинная зональность катагенеза: в верхних горизонтах палеозоя (2.8-3.0 км) ОВ достигло конца градации $МК_3^2$ ($R_{\text{прт}}^0-1.75\%$), $АК_1$ выделена в интервале разреза 3.0-3.4 км, $АК_2$ – 3.4-3.8 км, а ниже уровень зрелости ОВ отвечает $АК_3$.

Несколько глубоких скважин, вскрывших на значительную мощность палеозойские осадочные толщи, пробурены и в других районах Западно-Сибирского мегабассейна. В пермских аргиллитах Никольской площади Нарымско-Колпашевской впадины преобразованность ОВ отвечает градации $МК_2$. На соседней Новоникольской площади в мергелях (с прослоями эффузивных тел) нижнего карбона (глубина 3.1 км) зафиксирована преобразованность ОВ начала градации $АК_1$ ($R_{\text{прт}}^0-2.0\%$). Вниз по разрезу катагенез нарастает, но довольно медленно. На глубине порядка 4.0 км ОВ достигло начала $АК_2$ ($R_{\text{прт}}^0-2.4\%$), а ниже 4.5 км отмечается середина этой градации ($R_{\text{прт}}^0-2.9\%$). Близкая ситуация отмечается на расположенных поблизости Вартовской и Восточно-Никольской площадях. На первой в аргиллитах верхнепалеозойского возраста уровень зрелости отвечает градации $МК_2$ (рис. 44). В скв. Восточно-Никольской-1 на глубине 3.3 км отмечается конец $МК_3^2$ ($R_{\text{вт}}^0-1.92\%$). Вниз по разрезу катагенез нарастает и на глубине около 4.0 км фиксируется начало градации $АК_2$ ($R_{\text{вт}}^0-2.5\%$), которая ниже 4.5 км сменяется $АК_3$ ($R_{\text{вт}}^0-3.54\%$). Из этих материалов следует, что в этом районе отложения среднего и верхнего палеозоя претерпели максимальный катагенез в разное время. Причем верхнепалеозойские толщи на Вартовской площади испытали его примерно в одно и то же время с платформенным чехлом.

На Лебяжьевской площади Вагайско-Ишимской впадины палеозойские отложения вскрыты на мощность около 0.9 км. Здесь на глубине 535 м в глинистых известняках среднего девона уровень зрелости ОВ отвечает началу $МК_2$ ($R_{\text{вт}}^0-0.9\%$). Вниз по разрезу

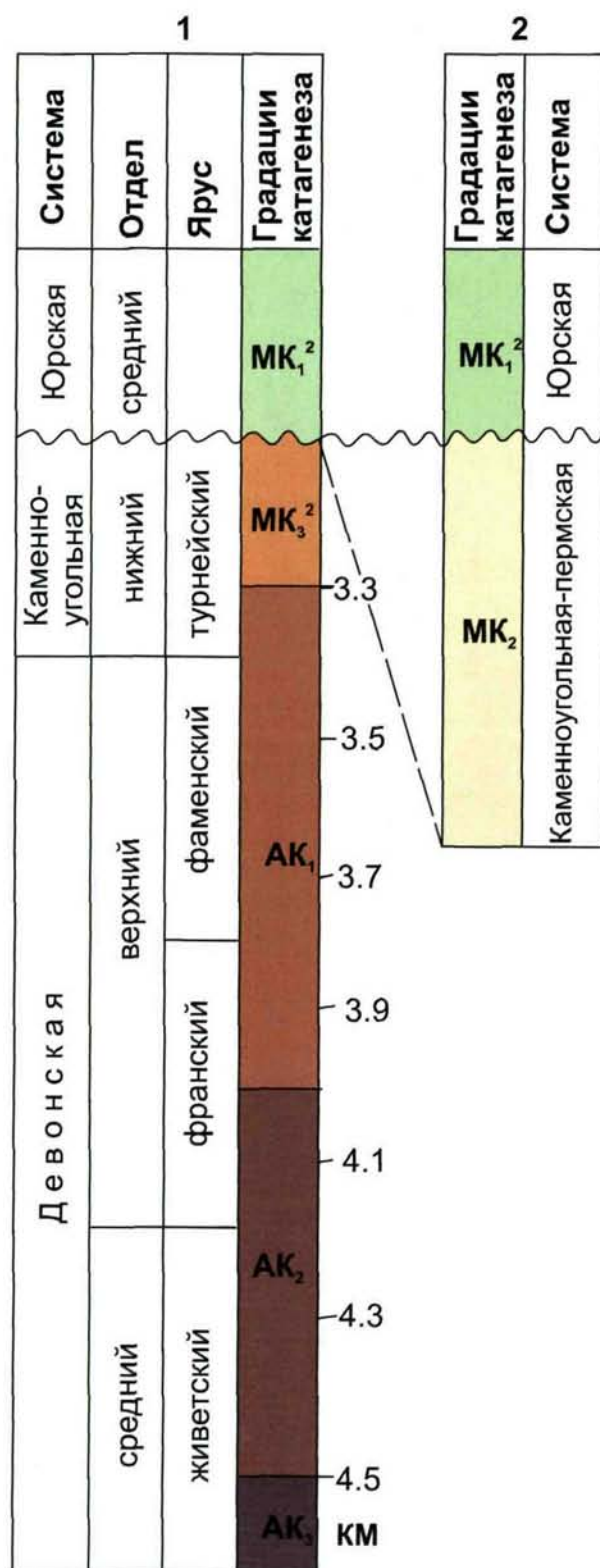


Рис. 44. Глубинная зональность катагенеза органического вещества в палеозойских отложениях Усть-Тымского бассейна (разведочные площади: 1 - Восточно-Никольская, 2 - Вартовская) [Органическая геохимия..., 1984].

преобразованность ОВ нарастает, но довольно медленно. В интервале 0.7-0.8 км отмечается середина градации $МК_2$ (R_{vt}^0 -1.0%), а на глубине 1.3 км в терригенных отложениях нижнего карбона фиксируется начало $МК_3^1$ (R_{vt}^0 -1.15%). Таким образом, градация $МК_2$ прослеживается по вертикали более чем на 0.7 км при почти горизонтальном залегании пород. Судя по отсутствию скачка углефикации при переходе от юрских отложений (градации $МК_1^{1-2}$ - $МК_2$) к палеозойским, как те, так и другие претерпели максимальный катагенез практически в одно и то же время.

Значительная мощность палеозойских отложений (~0.7 км) вскрыта в Худуттейском грабен-рифте. Здесь в скв. Комсомольская-199 на глубине 3.8 км R_{vt}^0 (2.04%) свидетельствует о начале градации $АК_1$. Вниз по разрезу катагенез быстро нарастает и на глубине порядка 4.0 км фиксируется начало $АК_2$, которая ниже 4.4 км сменяется градацией $АК_3$.

Полученные материалы свидетельствуют, что на ряде площадей мощность зоны градации $МК_2$ достигает 0.8-1.0 км и прослеживается до глубин 3.8-4.0 км (нижняя граница ГЗН). В Нюрольском осадочном бассейне зона максимальных мощностей и глубин распространения градации $МК_2$ протягивается от Малоичской площади на юге до Урманской, Нижнетабаганской и Тамбаевской в центре, захватывает Еллейгайскую площадь и достигает Лугинецкой на севере (рис. 42, 43). От этой субмеридионально вытянутой в западном и восточном направлениях зоны наблюдается постепенное снижение мощности градации $МК_2$ до 0.2-0.3 км, и она ограничивается глубинами 3.2-3.3 км. Тем не менее на значительной части Нюрольского бассейна осадочные толщи палеозоя имеют существенную мощность градации $МК_2$. Однако истинная мощность ступени катагенеза здесь, вероятно, меньше, поскольку нередко отмечаются значительные углы падения слоев. Если даже учитывать лишь наименьшую ступень катагенеза (~ 0.8 км), то и в этом случае она занимает довольно значительный интервал разреза. Такие ступени катагенеза, как известно, характерны главным образом для платформенных областей. Следовательно, отложения палеозойского комплекса данного района по условиям катагенеза близки платформенным.

Схемы глубинной зональности катагенеза для различных осадочных бассейнов свидетельствуют, что обычно мощность зоны градации $МК_2$ имеет меньший интервал и заканчивается в основном на глубинах 3.0-3.5 км [Катагенез и нефтегазоносность, 1981]. Хотя подобный катагенез встречается и на более значительных глубинах: Южная Луизиана, Бастион-Бей, миоцен – 6.0 км; Прикаспийская впадина, нижний карбон – 5.4-

5.8 км; Днепровско-Донецкая впадина, скв. Восточно-Полтавская-8, средний карбон – 5.3 км [Симаков, 1978]. Мощность зоны градации $МК_2$ также меняется по различным бассейнам, что во многом зависит от тектонических (геотермических) условий регионов. В складчатых областях уровень зрелости ОВ с глубиной увеличивается весьма интенсивно и мощности зон катагенеза здесь незначительны. Так, в Донбассе около г.Шахты отложения верхнего карбона, погружавшиеся на глубины 5.0-5.5 км [Чичуа, 1979], находятся на этапах апокатагенеза ($АК_3$). Тогда как в бассейне Галф-Кост (долина Миссисипи) на глубине 4.9 км юрские платформенные отложения достигли лишь начала мезокатагенеза ($МК_1^{1-2}$). Для Печорского, Карагандинского и Кузнецкого угольных бассейнов мощность градации $МК_2$ составляет 0.5-0.6 км [Катагенез и нефтегазоносность, 1981]. Г.А.Иванов (1967) среднюю мощность этой зоны оценивал в 0.7 км. Эти выводы сделаны исследователями для терригенных отложений, мы же рассматриваем преимущественно карбонатные толщи палеозоя. Не исключено, что в этих породах изменение уровня зрелости ОВ имеет свои особенности. Нами выше уже отмечалось, что интенсивность генерации и эмиграции УВ (наступление ГФН) в этих толщах смещается по сравнению с глинистыми в более глубокие зоны катагенеза [Конторович, Изосимова, Трушков, 1974; Иванов, Клубов, 1977].

Изложенные материалы свидетельствуют, что в палеозойских отложениях Западно-Сибирского мегабассейна вниз по разрезу мощности градаций катагенеза постепенно уменьшаются. Значительный интервал разреза занимает $МК_2$ (0.7-1.1 км), а остальные градации имеют существенно меньший диапазон: $МК_3^1$ – 0.4-0.8 км, $МК_3^2$ – 0.4-0.6 км, а градации апокатагенеза занимают первые сотни метров. Сокращение зон катагенеза вниз по разрезу очевидно связано с увеличением интенсивности термобарических режимов.

Таким образом, катагенез ОВ в палеозойских отложениях Западно-Сибирского мегабассейна довольно высокий. Закономерности преобразования ОВ в них принципиально отличаются от катагенеза ОВ мезозойских отложений. В последних, как известно, проявился только региональный катагенез. В палеозойских толщах из-за сложной их геологической истории этот вид катагенеза очень трудно расшифровывается. Одновременно в них в эпохи интенсивной складчатости широко проявился динамокатагенез и в меньшей мере контактовый в зонах внедрения магматических тел. Все это связано с тем, что геологическая история палеозойских отложений протекала в сложных тектонических обстановках, переходных от платформенных к геосинклинальным и собственно геосинклинальным. Поэтому здесь встречается ОВ,

преобразованное от средних этапов мезокатагенеза (градация МК₂) до позднего апокатагенеза (АК_{3.5}) и выше. В целом для палеозойских осадочных комплексов Западно-Сибирского мегабассейна характерно высоко преобразованное ОВ - преимущественно градаций апокатагенеза.

5.3. Перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений

Еще недавно осадочные породы фундамента молодых и древних платформ считались бесперспективными для поисков залежей углеводородов. Однако к настоящему времени в них открыто уже более 500 залежей нефти и газа. Существует множество точек зрения, объясняющих нахождение углеводородных скоплений в этих, зачастую, высоко преобразованных толщах. Они варьируют от классической органической, осадочно-миграционной теории до неорганических и даже мантийных концепций.

Проблема поисков палеозойской нефти в Западной Сибири имеет давнюю историю. Еще в начале 30-х годов 20-го столетия, когда не были конкретно установлены перспективы нефтегазоносности ни палеозойских, ни мезозойских отложений, многими исследователями (В.Г.Васильев, М.К.Коровин, Н.А.Кудрявцев, Д.Л.Степанов, Н.П.Туаев, М.М.Чарыгин и др.) предпочтение отдавалось палеозойским толщам, поскольку по обрамлению Западно-Сибирского мегабассейна в них были обнаружены признаки нефтегазоносности. В дальнейшем, когда стало ясно, что основной нефтегазоносный этаж - мезозойско-кайнозойский, интерес к осадочным комплексам палеозоя значительно снизился. Однако и тогда (начало 60-х годов) подчеркивалось, что осадочные толщи палеозоя следует рассматривать в качестве дополнительного резерва прироста запасов нефти и газа (Ф.Г.Гурари, В.П.Казаринов, М.К.Касьянов, И.И.Нестеров, В.Ф.Никонов, Н.Н.Ростовцев, М.Я.Рудкевич, Г.П.Сверчков, А.А.Трофимук, Ю.Г.Эрвье и др.). Так, Н.Н.Ростовцев отмечал: "...нефтеобразование в породах фундамента не вызывает сомнений и подтверждается многочисленными находками в породах примазок нефти и загустевших битумов... В то же время отложения фундамента Западно-Сибирской плиты пережили геосинклинальную стадию развития, что привело к высокому метаморфизму осадков, сложной, местами весьма интенсивной их дислоцированности, и широкому развитию разнообразных изверженных пород. Поэтому главной задачей всех работ по поискам нефти и газа в фундаменте и в

палеозойских обрамлениях низменности является нахождение отдельных впадин с ослабленным метаморфизмом и дислоцированностью... Главное внимание должно быть обращено именно на эти районы, а среди них в первую очередь с выявленными нефте- и газопроявлениями” [Геологическое строение..., 1958, с. 255].

Ф.Г.Гурари с соавторами выделили в фундаменте Западной Сибири два структурных этажа. Породы верхнего этажа, с относительно низким катагенезом, они оценивали как возможно перспективные. Авторы полагали, что в кавернозных известняках могут находиться залежи нефти, генетически связанные преимущественно с мезозойскими отложениями [Западно-Сибирская..., 1961; Геология и нефтегазоносность..., 1963]. Задача оценки перспектив нефтегазоносности второго структурного этажа и поисков в нем залежей углеводородов была четко сформулирована А.А.Трофимуком (1964), после получения притока нефти из отложений палеозоя в 1963 г. на Медведевской площади. В 1975 году на Томской научно-практической конференции по проблеме нефтегазоносности палеозойских отложений Западно-Сибирской плиты рекомендовано выделить два самостоятельных объекта исследования: эрозионно-тектонические выступы палеозойских образований (зона контакта палеозоя и мезозоя) и собственно палеозойские отложения.

5.3.1. Нефтегазоносность палеозойских отложений

О промышленной нефтегазоносности палеозойских толщ, залегающих под мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом Западной Сибири, споры продолжают уже многие годы. Одни исследователи отрицают возможность открытия крупных сингенетичных залежей в этих отложениях [Нефтегазоносные бассейны..., 1994; Закономерности размещения..., 2002; Фомин, 2004]. Другие наоборот считают, что в палеозойских толщах сконцентрированы значительные запасы углеводородов [Проблемы нефтегазоносности..., 1976; Органическая геохимия..., 1984; Прогнозирование крупных..., 1991; Кирда, 1995; Трофимук, 1997; Запывалов, 2004; Клещев, Шеин, 2004], а скромные результаты находок залежей нефти и газа связаны с ошибочной методикой их поисков, которые проводились попутно с объектами в мезозойских отложениях. Тем не менее, в палеозойском комплексе открыто более 100 залежей углеводородов [Запывалов, 2004]. Правда, природа большинства из них весьма дискуссионна, т.к. значительное количество их было обнаружено в зоне контакта

палеозойских и мезозойских отложений. Особый интерес для поисков представляет промежуточный тектонический комплекс палеозоя, сложенный умеренно измененными терригенно-осадочными породами. Оценка перспектив нефтегазоносности промежуточных переходных комплексов имеет большое значение не только для Западной Сибири, но и вообще для всех молодых платформ. В ряде районов промежуточные комплексы более продуктивны, чем перекрывающие их отложения мезозойско-кайнозойского чехла.

Из палеозойских толщ Западной Сибири наряду с многочисленными нефте – и – газопроявлениями, были получены также притоки нефти и газа, нередко довольно существенные. Один из первых значительных притоков нефти ($88 \text{ м}^3/\text{сутки}$) из зоны контакта мезозойских и палеозойских отложений был получен в 1963 г. на Медведевской площади Томской области. Высоко парафинистая нефть по составу резко отличалась от мезозойских. Подобные нефти были обнаружены на Западно-Сильгинской и Мыльджинской площадях (притоки соответственно 0.5 и $1.8 \text{ м}^3/\text{сутки}$). Более крупные дебиты нефти из верхней части палеозойского комплекса были получены позднее на других площадях ($\text{м}^3/\text{сутки}$): - Малоичская – 400, Верхтарская - 120; Урманская – 200-506; Северо-Останинская – 139; Северо-Калиновая – 123, Нижнетабаганская – 24-150, Южно-Табаганская – 130-345, Герасимовская – 142, Чкаловская – 118, Котыгъеганская - $18 \text{ м}^3/\text{сутки}$. В скв. Хантымансийская-5 из карбонатных отложений палеозоя получена нефть со свободным дебитом $800 \text{ м}^3/\text{сутки}$, а в скв. 50 из зоны контакта мезозоя и палеозоя приток нефти составил $50 \text{ м}^3/\text{сутки}$ на 8 мм штуцере. На ряде площадей получены также крупные притоки газа и газоконденсата (тыс. $\text{м}^3/\text{сутки}$): - Северо-Варьеганская – 79–250; Чкаловская - 35; Нижнетабаганская – 8-100; Еллейигайская – 39; Верхнекомбарская – приток конденсата 13 и газа 33, Речная – приток конденсата 30 и газа 69. Мыльджинская - приток газа $15 \text{ м}^3/\text{сутки}$. Кроме того, в процессе бурения отмечались нефтегазопроявления и получены непромышленные притоки нефти и газа из палеозойских отложений на других площадях: Южно-Мыльджинская, Верхнесалатская, Коленсальская, Южно-Ельцовая, Усть-Пуглалымская, Глухарина, Западно-Ключевская, Кильсинская, Фестивальная, Западно-Лугинецкая, Останинская, Северо-Останинская, Среднеостанинская, Южно-Тамбаевская, Калиновая. Северо-Калиновая, Арчинская, Северо-Юлжавская, Солоновская.

Поскольку большинство притоков нефти и газа получено из верхних горизонтов палеозоя, имеются расхождения в определении их генетической природы. Одни

исследователи считают, что эти нефти сформировались преимущественно в палеозойских толщах [Проблемы нефтегазоносности..., 1976; Органическая геохимия..., 1984], другие предполагают миграцию большинства флюидов из мезозойских нефтепроизводящих пород, главным образом из тогурской свиты нижнего тоара [Конторович, Стасова, Фомичев, 1964; Конторович, Стасова, 1977; Углеводороды-биомаркеры..., 1994]. Есть мнение и о смешанном характере большинства этих нефтей. В.С.Вышемирский с соавторами [Проблемы нефтегазоносности..., 1976; Органическая геохимия..., 1984], на основе интерпретации различных геохимических данных предположили палеозойскую природу этих флюидов. Эти нефти по изотопному составу углерода и другим физико-химическим свойствам существенно отличаются от юрских. В пользу сингенетичности палеозойских нефтей свидетельствуют многие их свойства, а косвенным образом также данные по органическому веществу подземных вод. Эти материалы показывают отсутствие существенных гидродинамических связей между юрскими и палеозойскими водоносными горизонтами. В единичных случаях выявлено перемещение подземных вод из палеозоя в мезозой, но в обратном направлении не отмечалось [Вышемирский, Жутовт, Зингер, 1975].

Появление новых геохимических методов исследования нафтидов, позволило Н.С.Воробьевой с соавторами [Биометки нефтей..., 1992] получить первые сведения по составу и распределению углеводородов-биомаркеров в палеозойских нефтях Западной Сибири. По их данным, исследованные нефти не имеют единого геохимического облика, неоднородны по составу биометок и были генерированы органическим веществом морского типа из карбонатных толщ. А.А.Петров (1994) предполагает возможность миграции отдельных нефтей палеозоя из нижнеюрских отложений. Н.В.Лопатин с соавторами [Об источнике..., 1997] на основе изучения рассеянного ОВ и нефтей из кровли палеозоя и базальных горизонтов юры Среднего Приобья пришел к выводу о возможности двух моделей формирования залежей нефти в коре выветривания и кровле палеозоя: собственно палеозойской и раннетюрьской. Авторы считают, что вторая модель более согласуется с имеющимися геолого-геохимическими данными.

А.Э.Конторовичем с соавторами [Геохимия и генезис..., 1998] на новом информационном уровне был систематизирован весь геохимический материал по палеозойским нефтям Западной Сибири. По физико-химическим и биомаркерным параметрам было выделено три семейства нефтей и тем самым подтверждена предложенная им ранее гипотеза образования трех генотипов нефтей в палеозойских

отложениях [Конторович, Стасова, 1977]. Первое семейство генетически связано с ОВ морских палеозойских толщ. Второе имеет полигенную природу и сформировалось в результате поступления в ловушки углеводородов из двух источников. Первый – это УВ того же рассеянного ОВ, которое дало начало нефтям 1-го семейства, т.е. палеозойский. Вторым источником нефтей этого типа является РОВ тогурской и тюменской свит, накапливавшееся как в пресных, так и солоноватых водоемах. Нефти 3-го семейства имеют континентальный характер. Их источником было РОВ тогурской и тюменской свит, захоронявшееся в озерно-болотных и болотных условиях.

Изложенные геохимические материалы свидетельствуют о сложной генетической природе нефтей из верхних горизонтов палеозоя и из зоны контакта его с мезозойскими толщами. Веским доказательством самостоятельности нефтеобразования в палеозойском комплексе служат притоки нефти, полученные из внутренних горизонтов Нюрольского бассейна почти на 1.0 км ниже кровли. В данном случае палеозойское происхождение нефтей ни у кого не вызывает сомнений. Так, в скв. Малоичская-4 из интервалов 4520-4560 м и 3902-4122 м в открытом забое были получены притоки нефти (соответственно 0.68 и 0.48 м³/сутки), а из интервала 3580-3620 м приток нефти составил 0.54 м³/сутки. В скв. Еллейгайская-2 с глубины порядка 4.0 км был получен приток нефти. В скв. Тамбаевская-3 пленка нефти зафиксирована в интервале 3914-3932 м. О.Ф.Стасова, А.И.Ларичев и Н.И.Ларичкина (1998) отмечают специфические черты нефтей палеозойских карбонатных отложений Нюрольского бассейна и выделяют их в тип С₁. Кроме того, на отдельных площадях в нижней части платформенного чехла обнаружены нефти, образование которых связывают с палеозойскими толщами [Проблемы нефтегазоносности..., 1976]. На ряде площадей в процессе бурения отмечались разнообразные нефтегазопроявления в виде нефтяной пленки, газирования бурового раствора, загустевших примазок битумов в керне. По данным А.Э.Конторовича с соавторами [Распределение и..., 1977] в некоторых палеозойских водах зафиксированы высокие концентрации аквабитумоидов, низших органических кислот, фенолов и ряда других соединений, свидетельствующих о процессах нефтегазообразования в толщах палеозоя. В некоторых пластовых водах обнаружены бензол и толуол, встречающиеся обычно вблизи нефтяных или газовых залежей [Вышемирский. Жутовт, Зингер, 1975]. Надежным свидетельством нефтепроизводящих свойств осадочных толщ палеозоя является довольно большое содержание как автохтонных, так и аллохтонных битумоидов. Первые свидетельствуют о высокой интенсивности процессов

битумообразования в палеозойских толщах, а вторые – о значительных масштабах первичной миграции.

5.3.2. Прогноз перспектив нефтегазоносности палеозойских отложений по уровню катагенеза органического вещества

При оценке перспектив нефтегазоносности седиментационных бассейнов необходим комплексный учет всех факторов прогноза. В данном случае нами рассматривается только уровень зрелости ОВ, т.е. были ли в этих отложениях термобарические условия, обеспечившие генерацию углеводородов и отвечающие зонам интенсивного нефте – или газообразования. Еще в середине 19-го столетия в “теории углеродного коэффициента” было показано, что высокий катагенез ОВ во вмещающих породах делает их неблагоприятными для сохранения залежей нефти. Этот вопрос был обстоятельно изложен в фундаментальном обобщении В.С.Вышемирского (1963), который подтвердил этот вывод. В дальнейшем он получил обоснование в работах других исследователей [Конторович, 1964, 1976, 1988; Нефтепроизводящие толщи...1967; Вассоевич, 1967, 1969; Неручев, 1970; Геохимия мезозойских..., 1971, Конторович, Изосимова, Трушков, 1974, Геология нефти..., 1975; Неручев, Вассоевич, Лопатин, 1976; Катагенез и..., 1981; Тиссо, Вельте, 1981; Хант, 1982 и др.]

На современной стадии изученности есть все основания считать, что в палеозое Западной Сибири были все предпосылки для формирования нефтегазопроизводящих отложений с высоким генерационным потенциалом. На значительной части региона в карбоне, девоне и силуре были обстановки, благоприятные для накопления карбонатных и глинисто-карбонатных осадков, обогащенных ОВ аквагенного типа, являющегося, как принято считать, благоприятным для генерации нефтяных УВ. Уровень катагенеза ОВ в палеозойских отложениях Западно-Сибирского мегабассейна был вполне достаточным для реализации ГФН и глубинной фазы газообразования. Следовательно, в палеозое Западной Сибири имели место интенсивные процессы нефтидогенеза. Косвенным подтверждением этого являются многочисленные проявления твердых и растворимых битумов в палеозойских породах.

Таким образом, начальные геохимические условия в осадочных отложениях среднего палеозоя были весьма благоприятны для генерации углеводородов. Однако

современный уровень катагенеза этих толщ не дает оснований оценивать их высоко. Пока только на юге Западно-Сибирского мегабассейна встречены участки умеренного катагенеза (градации $МК_2$ - $МК_3^1$), в других же районах ОБ чаще всего достигло уже апокатагенеза. В Нюрольском осадочном бассейне, в верхней части палеозойского комплекса, катагенез градации $МК_2$ позволяет рассчитывать на обнаружение залежей конденсатного газа и легких преобразованных нефтей. Из этих отложений на Еллейгайской и Малоичской площадях были получены притоки нефти. С генерацией жидких УВ в этих породах и миграцией в мезозойские отложения можно также связывать генезис некоторых нефтей морского облика, в частности, на Урманской и Герасимовской площадях [Костырева, 2004].

Установление глубинной зональности катагенеза ОБ позволяет дать прогноз условий нефтегазообразования и предположить нижние границы сохранения залежей УВ в палеозойских толщах Нюрольского бассейна. Судя по тому, что до глубин порядка 4.0 км отложения палеозоя еще не вышли из ГЗН, этот диапазон разреза мощностью порядка 1.0 км (градация $МК_2$), можно рассматривать в качестве перспективного объекта для обнаружения залежей УВ. Учитывая преимущественно аквагенный тип ОБ в карбонатных отложениях, по-видимому, здесь будут преобладать нефтяные залежи. Подтверждением этому служат притоки нефти в скв. Малоичская-4 и Еллейгайская-2 с глубин порядка 4.0 км. Далее вниз по разрезу по мере нарастания катагенеза (градация $МК_3^1$), согласно учению о главных зонах нефте – и газообразования, процессы генерации нефтяных УВ должны затухать и преобладать газообразование. Следовательно, на глубинах ниже 4.0 км с катагенезом ОБ градаций $МК_3^2$ - $АК_1$ наиболее вероятным является нахождение залежей сухого и жирного газа. В пользу этого свидетельствуют притоки газа из карбонатных отложений Речной площади с уровнем зрелости ОБ градации $АК_1$. Таким образом, материалы по катагенезу ОБ свидетельствуют о перспективности практически всего вскрытого разреза палеозоя Нюрольского бассейна: в одних горизонтах (градация $МК_2$) могут находиться нефтяные залежи, в других – газовые ($МК_3^1$ - $АК_1$).

Карбонатные комплексы среднего палеозоя с уровнем зрелости градации $МК_2$ были вскрыты также на ряде других площадей (Северо-Сильгинская, Шахматная, Раздельная) юго-востока Западно-Сибирского мегабассейна. Как показано выше, на этих локальных структурах при бурении скважин отмечались нефтегазопроявления и небольшие притоки УВ из верхней части палеозойских отложений. В западной части Усть-Тымского

бассейна (Мыгытынская, Вартовская, Ноябрьская, Никольская площади) в терригенных толщах верхнего палеозоя преобразованность ОВ также отвечает градации $МК_2$. Существенно террагенный состав ОВ позволяет предполагать генерацию преимущественно газообразных УВ. Но небольшая мощность этих отложений в целом мало благоприятна для сохранения здесь скоплений углеводородов. Судя по тому, что на соседних Новоникольской и Восточно-Никольской площадях вскрыты терригенно-карбонатные толщи среднего палеозоя с уровнем зрелости градаций $МК_3^1$ - $АК_1$, подобные комплексы отложений можно предполагать ниже и здесь.

На остальной территории Западно-Сибирского мегабассейна осадочные отложения палеозоя уже вышли из главной зоны нефтеобразования и на ряде участков находятся в зоне активной газогенерации. Крупный блок карбонатных пород среднего палеозоя с уровнем зрелости ОВ конца градации $МК_3^1$ выявлен на востоке Томской области (Няргинская, Мартовская, Еланская и другие площади). По условиям катагенеза ОВ в этих толщах можно предполагать сохранение скоплений сухого или жирного газа. Однако притоков УВ и нефтегазопроявлений в этих толщах не зафиксировано.

Значительную территорию занимают отложения, уровень зрелости ОВ которых достигает конца мезокатагенеза – начала апокатагенеза (градации $МК_3^2$ - $АК_1$). В этих толщах с точки зрения палеотермобарических условий могли сохраниться скопления сухого и конденсатного газа [Конторович, Данилова, 1973]. Этот теоретический вывод подтверждается результатами нефтегазопроисловых работ. Довольно мощные притоки газа и газоконденсата из таких толщ были получены на Северо-Варьеганской площади (скв. 2 – 79 тыс. м³/сутки, скв. 1 – 150 тыс. м³/сутки, скв. 10 – 250 тыс. м³/сутки), Чкаловской (скв. 2 – 35 тыс. м³/сутки, скв. 1 – 17 тыс. м³/сутки), Речпой (скв. 281 – 69 тыс. м³/сутки, скв. 282 – 30 тыс. м³/сутки). В скв. Новопортовская-217 из карбонатных отложений (на 60 м ниже кровли палеозоя) получен фонтан сухого газа с дебитом порядка 1 млн. м³/сутки. Отличительной особенностью является низкое содержание в его составе тяжелых гомологов метана, тогда как выше и ниже по разрезу их существенно больше. В скв. Новопортовская-107 из карбонатных отложений получены промышленные притоки газа и газоконденсата, а нефтепроявления отмечались в скв. 138 [Кучеров, Зайчиков, Фомичев, 2000]. В скв. Бованенковская-201 вскрыто около 400 м песчано-глинистых пород пермского возраста. Весь разрез насыщен газом и керн имеет специфический запах конденсата [Нестеров, 1997].

В Маньинской зоне приуральской части Западной Сибири (восток Тагильского синклиория) скважинами вскрыты известняки нижнего карбона, кавернозная часть которых пропитана вязким битумом. Нефте – и битумопроявления отмечались также и в обнажениях. Характер выделения нефтебитумов (от твердых до жидких) свидетельствует о длительном существовании разрушающейся нефтяной залежи и о ее наличии в настоящее время (масляная пленка в водных источниках). Часто встречаемые включения капельно-жидкой нефти в трещинах и кавернах пород являются следствием миграционных процессов, приведших к образованию уникального Маньинского месторождения битумов. Кроме того, в скв. 103 с глубины 408 м в турнейских доломитах отмечались темно-коричневые вязкие битумы и капельки легкой светло-коричневой нефти [Киркин, Проворов, Соснин, 1997]. Уровень зрелости ОВ этих отложений отвечает середине градации $МК_3^2$. Подобные находки были зафиксированы и в других районах. Следовательно, отложения с уровнем зрелости ОВ градаций $МК_3^2$ - $АК_1$ могут представлять интерес для поисков углеводородов. Хотя, пока неизвестны случаи обнаружения крупных сингенетичных залежей УВ в толщах с подобным катагенезом. Тем не менее, небольшие скопления газа и газоконденсата в таких термобарических условиях могли сохраниться.

На многих площадях Западно-Сибирского мегабассейна вскрыты отложения палеозоя, претерпевшие глубокие преобразования – до апокатагенеза (градации $АК_{2-5}$), а иногда и метагенеза. Следовательно, эти толщи повсеместно прошли глубинную фазу интенсивного газообразования и в них при прочих благоприятных условиях возможно нахождение скоплений сухого метанового газа. Однако в тех районах, где толщи платформенного чехла налегают на отложения среднего палеозоя (преимущественно девон), между ними фиксируется существенный углефикационный скачок. Следовательно, генерация газа в палеозое, отвечающая глубинной зоне интенсивного газообразования, произошла намного раньше начала юрской эпохи. Вместе с тем, это указывает на сложную геологическую историю, которую пережили эти толщи в конце среднего, верхнем палеозое и триасе. Последнее делает крайне маловероятным сохранение этого газа в отложениях палеозоя к началу юрского времени. Скорее всего, эти залежи к этому времени уже были разрушены, газ мигрировал к дневной поверхности и рассеялся в атмосфере. Это означает, что перспективы нефтегазоносности палеозоя в зоне сильного катагенеза невысоки, а миграция углеводородного газа из палеозойских отложений в мезозойские не могла быть значительной.

Тем не менее, блоковое строение палеозойского комплекса, а также широкое развитие в палеозойских отложениях глубоко проникающих разломов, которые могли являться флюидопроводящими, позволяют допускать миграцию флюидов из палеозоя в мезозойско-кайнозойский платформенный чехол. Последнее несомненно имеет место, что видно по поступлению в чехол углекислого газа, рассольных вод и т.п. Однако следы активной миграции УВ из палеозойских комплексов в мезозойские резервуары крайне ограничены [Конторович, Стасова, 1977; Углеводороды-биомаркеры..., 1994]. Это дает основание считать, что разрушение залежей УВ в палеозое наступило в основном в доюрское время. Полученные на ряде площадей притоки УВ из зоны контакта осадочного чехла и палеозойских отложений, имеют, судя по геохимическим данным, в основном мезозойский генезис.

Таким образом, высокая преобразованность палеозойских отложений позволяет считать маловероятным обнаружение в них крупных сингенетичных скоплений нефти и газа. Эти выводы подтверждаются данными битуминологических и пиролитических исследований. Изучение этими методами ОВ палеозоя Западной Сибири показало, что в преобладающей его части из-за высокого уровня зрелости остаточный нефтегазогенерационный потенциал практически исчерпан и только небольшая часть разреза осадочных отложений, претерпевших катагенез до градации $МК_2$, способна еще генерировать нефтяные УВ. Нефтегазопроявления и притоки УВ из палеозойских толщ, присутствие углеводородов-биомаркеров свидетельствуют, что существуют отдельные зоны, в которых палеотермобарические условия недр не приводили к полной деструкции скоплений углеводородов. Однако ожидать открытия крупных залежей нефти в осадочных комплексах палеозоя с уровнем зрелости ОВ выше градаций $МК_2$ - $МК_3^1$ маловероятно. По крайней мере, из гистограмм распределения значений водородного индекса следует, что только 8% из всех изученных проб являются потенциально нефтегенерирующими [Меленевский, Фомин, 1998]. С этими ограниченными перспективами вряд ли можно связывать образование значительных скоплений УВ.

Определенный интерес для поисков залежей УВ представляет Нюрольский осадочный бассейн, на большей части которого осадочные толщи палеозоя еще не вышли из главной зоны нефтеобразования. Из этих отложений получены различные по интенсивности притоки нефти и газа, а также отмечались многочисленные нефтегазопроявления. Опираясь на геохимические данные по органическому веществу палеозоя Нюрольского бассейна, в целом благоприятные для оценки перспектив

нефтегазоносности этих отложений, ряд исследователей (в том числе и автор) полагали, что подобные толщи будут вскрыты и в других районах Западно-Сибирского мегабассейна [Проблема нефтегазоносности..., 1976; Органическая геохимия..., 1984]. Однако дальнейшее изучение ОВ палеозоя показало, что участки умеренного катагенеза имеют в регионе весьма ограниченное распространение [Фомин, 2004]. На значительной части территории мегабассейна палеозойские отложения претерпели существенные термобарические изменения, мало благоприятные для сохранения крупных сингенетичных залежей углеводородов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В диссертационной работе впервые за последние 35 лет обобщен материал по катагенезу органического вещества в палеозойских, триасовых и юрских комплексах Западно-Сибирского мегабассейна. Усовершенствована методика аналитических исследований и разработаны новые подходы к построению карт катагенеза ОВ (при интерполяции учитывается глубинная зональность катагенеза ОВ в зависимости от тектонического строения фундамента). Комплексная интерпретация геолого-геофизических и геохимических данных, позволила автору создать новые версии схем катагенеза ОВ в верхних и базальных горизонтах юры. Впервые для всей территории мегабассейна построены схемы катагенеза ОВ в кровле триасовых и палеозойских отложений. На новой информационной основе уточнены геологические условия и факторы катагенеза органического вещества, изучены связи катагенеза ОВ и нефтегазоносности. Для такого крупного осадочного бассейна, как Западно-Сибирский, и на столь детально проработанной информационной базе подобное исследование выполнено впервые. Полученные результаты стали одним из основополагающих исходных документов при количественной оценке перспектив нефтегазоносности мезозойских и палеозойских отложений Западно-Сибирской провинции.

Основные результаты выполненных исследований:

1. Большинство исследователей определяют уровень зрелости ОВ в препаратах из углей и углистых включений либо извлекают для этих целей кероген из породы путем растворения ее в сильных кислотах. Однако в морских нефтепроизводящих породах угли и углистые включения обычно отсутствуют, а извлечение керогена из породы приводит к измельчению и нарушению структуры мацералов, изменению их оптических параметров, и как следствие этого к ошибкам в диагностике уровня зрелости ОВ. Для исключения этого автором разработан и на большом фактическом материале апробирован экспрессный метод определения катагенеза по отражательной способности мацералов ОВ в полированных аншлифах пород без выделения керогена. Это позволяет делать замеры практически в любых осадочных породах, содержащих даже малые количества ОВ. Диагностика уровня зрелости производилась в основном по R^0_{VI} , а в древних (нижний палеозой, докембрий) и морских отложениях – по псевдовитриниту, для которого составлена шкала изменения показателя отражения с ростом катагенеза.

2. Установлена глубинная зональность катагенеза ОВ в мезозойских толщах Западно-Сибирского мегабассейна. Вниз по разрезу повсеместно увеличивается уровень зрелости ОВ, но градиент этих изменений варьирует по территории. Интенсивность этого процесса связана с характером теплового поля, который в свою очередь зависит от возраста консолидации фундамента, наличия магматических тел, рифтов и разломов. Градиент увеличения отражательной способности витринита с глубиной особенно значителен в зонах, где мезозойские отложения перекрывают гранитные массивы, а также вдоль рифтов и активных флюидопроводящих разломов (Шаимский, Красноленинский, Салымский и Колтогорский районы с повышенным тепловым потоком). На территориях с добайкальским возрастом складчатости фундамента (Предъенисейский бассейн) градиент катагенеза с глубиной самый низкий. С учетом этих материалов проведено районирование территории по виду зависимости $R^{\circ}_{vt} = f(H)$.

На основе глубинной зональности катагенеза ОВ в отложениях осадочного чехла уточнены интервалы локализации главной зоны нефтеобразования. На большей части территории юрские отложения находятся в ГЗН (градации $МК_1^{1-2}$), и в них сосредоточено подавляющее большинство нефтяных залежей региона (Широтное Приобье, Шаимский район и др.). На севере до глубин ~3.6-4.2 км юрские толщи не вышли из ГЗН и могут представлять интерес для поисков нефтяных месторождений. Ниже юрские отложения находятся в глубинной зоне газогенерации (градации $МК_3^1$ - $АК_1$) и в них возможно сохранение скоплений газа, что подтверждается результатами бурения: получены притоки легких нефтей, сухого и жирного газа. Все промышленные залежи нефти в Западной Сибири находятся преимущественно на глубинах до 4.0 км. Ниже обнаружены скопления легких нефтей либо сухого и жирного газа. На юге региона юрские толщи находятся в ГЗН, и в них возможно сохранение как нефтяных, так и газовых залежей.

3. В кровле юры катагенез ОВ изменяется в пределах градаций $ПК_3$ - $МК_3^2$, а в подошве – $ПК_3$ - $АК_3$. Распределение зон разной преобразованности ОВ в юрских толщах по территории мегабассейна – типичное проявление регионального статического катагенеза. На окраинах, во Внешнем поясе плиты, ОВ всего юрского комплекса преобразовано только до протокатагенеза ($ПК_3$). По направлению к центральным районам, в которых юрские отложения находятся на более значительных глубинах, катагенез постепенно нарастает и достигает максимума на севере, в пределах Тазовско-Гыданской региональной депрессии, где толщи погружались в зоны с

жесткими термобарическими условиями. В кровле юры (J_3) уровень зрелости ОБ в областях наибольшего погружения достигает позднего мезокатагенеза (MK_3^2). В подошве юры (J_{1-2}) преобразованность ОБ, особенно в северной части мегабассейна, значительно выше и достигает позднего апокатагенеза (AK_3).

4. В кровле триаса уровень зрелости ОБ варьирует в пределах градаций MK_1^1 - AK_2 . По окраинам и в центре мегабассейна ОБ умеренно преобразовано (MK_1^1 - MK_2) и сильнее на севере (AK_{1-2}). В базальных горизонтах триаса северных районов катагенез ОБ достигает градаций AK_3 . Осадочные толщи триаса на большей части региона еще не вышли из ГЗН. Однако террагенный состав ОБ этих отложений позволяет предполагать образование в них преимущественно газообразных УВ. На севере породы этого возраста находятся в зоне глубинной газогенерации, и в них возможно сохранение только газовых скоплений. Промышленных залежей углеводородов в этих толщах не обнаружено, а полученные притоки нефти из эффузивов триаса имеют, судя по составу УВ-биомаркеров, юрскую природу.

5. Осадочные отложения палеозоя испытали существенные термобарические изменения. В отличие от мезозойских толщ в них значительное влияние оказал динамокатагенез, что проявилось в блоковом распределении зон разной преобразованности ОБ. Высокий уровень катагенеза в палеозойских комплексах на большей части территории Западно-Сибирского мегабассейна (градации AK_{2-3} и выше) и вследствие этого практически полностью исчерпанный генерационный потенциал ОБ этих толщ, не позволяют рассчитывать на сохранение в них крупных сингенетичных залежей углеводородов. Однако присутствие в палеозойских нафтидах УВ-биомаркеров свидетельствует о том, что существуют зоны, в которых палеотермобарические условия недр не приводили к полной деструкции скоплений углеводородов. Так, на значительной территории Нюрольского и Предъенисейского осадочных бассейнов палеозойские толщи до глубин ~4.0 км находятся в ГЗН (MK_2 - MK_3^1) и в них возможно нахождение скоплений газа и легких нефтей. Эти выводы подтверждаются результатами нефтепоисковых работ. В отложениях с катагенезом MK_3^1 - AK_1 градаций также могут сохраниться залежи углеводородов: из них были получены притоки сухого и жирного газа в различных районах региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Адаменко О.М. Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий. – Новосибирск: Наука, 1976.- 183 с.
2. Акрамходжаев А.М. Нефть и газ - продукты преобразования органического вещества. - М.: Наука, 1982. - 761 с.
3. Акрамходжаев А.М. Органическое вещество – основной источник нефти и газа (в свете новых лабораторно-экспериментальных данных). – Ташкент: Фан, 1973. - 203 с.
4. Алексеев Л.М., Иванова В.П., Красавина Т.Н. Возможности термического анализа органического вещества пород при установлении степени их катагенеза и метagenеза (метаморфизма) // Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы его изучения / Под ред. Н.Б.Вассоевича. – М.: Наука, 1974. - С. 256-267.
5. Алексеев Н.Н., Михайлов В.А., Гаврильев Н.Н. Зона критических глубин терригенных пород в катагенезе // ДАН СССР. – 1990. Т. 311. - № 1. - С. 164-167.
6. Аммосов И.И. Литификация и нефтеносность // Петрология углей и парагенез горючих ископаемых / Под ред. И.И.Аммосова. – М.: Наука, 1967. - С. 5-80.
7. Аммосов И.И. Органическое вещество углей как показатель степени литификации осадочных пород // Угленосные формации и угольные месторождения / Под ред. И.И.Горского и П.П.Тимофеева. - М.: Наука, 1968. – С. 67-75.
8. Аммосов И.И. Основы петрологии битуминитов (по данным исследования битуминитов нижнего кембрия Восточной Сибири) // Химия твердого топлива. – 1973. - № 2. – С. 18-23.
9. Аммосов И.И. Причина изменений отражательной способности “изометаморфного” витринита // Химия твердого топлива. – 1974. - № 4. - С. 3-12.
10. Аммосов И.И. Стадии изменения осадочных пород и парагенетические отношения горючих ископаемых // Советская геология. – 1961. - № 4. - С. 7-24.
11. Аммосов И.И., Горшков В.И. Взаимосвязь катагенеза и нефтегазоносности отложений Западно-Сибирской низменности // Рассеянные включения угля в осадочных породах / Под ред. И.И.Аммосова. – М.: Наука, 1969. - С. 5-81.
12. Аммосов И.И., Горшков В.И. О литификации и нефтеносности осадочного чехла Западно-Сибирской низменности // Геология и нефтегазоносность центральной части Западно-Сибирской низменности / Под ред. С.Г.Саркисяна. – М.: Наука, 1968.-С.111-127.

13. Аммосов И.И., Горшков В.И. Рассеянные угольные включения нефтесных отложений Западно-Сибирской низменности // Матер. к 9 совещанию работников лабор. геол. организ. – Л.: Недра, 1965. Вып. 8. – С. 149-153.
14. Аммосов И.И., Еремин И.В., Калмыков Г.С. Шкала антралитификации // Тр. ИГИРГИ. 1971. Вып. 2. С. 17-24.
15. Анализ углей Кузбасса пиролитическим методом // В.Н.Меленевский, Ю.Ф.Патраков, В.И.Сухоручко, С.А.Семенова / Мат-лы 5 междунар. конф. «Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа». – М.: МГУ, 2001. – С. 303-305.
16. Андреев П.Ф., Двали М.Ф., Силина Н.П. Новый метод исследования рассеянного органического вещества горных пород // Геохимический сборник, № 5. – Л.: Гостоптехиздат, 1958. С. 189-192.
17. Аронов С.Г., Нестеренко Л.Л. Химия твердых горючих ископаемых. – Харьков: ХГУ, 1960. – 370 с.
18. Бабинкова Н.И., Калмыков Г.С. Превращение гумусовых частиц в сапропелевой среде (на примере оленекского богхеда) // 3-е геол. совещание по твердым горючим ископаемым: Тез. докл. – Ростов - на – Дону, 1967. С. 34-38.
19. Бакиров А.А. Общие закономерности формирования концентраций нефтегазонакопления и поисковые их критерии // Критерии поисков зон нефтегазонакопления / Под ред. А.А.Бакирова и Н.В.Марасановой. – М.: Наука, 1979. С. 5-29.
20. Барташевич О.А., Чуткерашвили С.Е. Использование методов ядерного магнитного резонанса низкого разрешения и электронного парамагнитного резонанса при массовых исследованиях органического вещества в керне // Тр. ВНИИЯГГ. 1975. Вып. 20. С. 10-28.
21. Башкова С.Е. Температурный режим и прогноз фазового состояния УВ на глубине 5 км в основных нефтегазопосных провинциях России // Критерии оценки нефтегазонаосности ниже промышленно освоенных глубин и определение приоритетных направлений геологоразведочных работ: Тез. докл. Всерос. научно-практич. конф. – Пермь: Звезда, 2000. С. 17-18.
22. Белецкая С.Н., Сергиенко Л.И. Характеристика состояния миграционных процессов в аргиллитах баженоской свиты Западной Сибири // Условия нефтегазонаосности и особенности формирования месторождений нефти и газа на Западно-Сибирской плите / Под ред. Г.П.Евсеева. – Л.: ВНИГРИ, 1980. С. 101-114.

23. Белокопъ Т.В. Распределение металлопорфиринов в нефтях различных нефтегазоносных регионов // Геохимия. - 1987. - № 6. - С. 877-889.

24. Белокопъ Т.В., Горбачев В.И., Певзнер Л.А. Новый этап в изучении строения и нефтегазоносности глубоких горизонтов севера Западной Сибири (по результатам бурения Тюменской сверхглубокой скважины) // Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений топливно-энергетического сырья. – М.: ЗАО «Геоинформмарк». – 1994. – Вып. 5. – 32 с.

25. Беляев С.Ю., Башарин А.К. Современная структура, история формирования и нефтегазоносность зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. – 2001. - Т.42. - №4. - С.736-745.

26. Бененсон В.А., Запывалов Н.П. Переходный структурный этаж Западно-Сибирской плиты и особенности проведения в нем нефтегазопроисловых работ // Закономерности формирования скоплений нефти и газа в платформенных нефтегазоносных провинциях СССР / Под ред. С.Г.Неручева. – Л.: ВНИГРИ, 1985. С. 120-126.

27. Биомаркеры в нефтях восточных районах Сибирской платформы как индикаторы условий формирования нефтепроизводящих отложений // В.А.Каширцев, А.Э.Конторович, Р.П.Филп и др. / Геология и геофизика. – 1999. - № 11.- С. 1700-1710.

28. Биомаркеры и геохимическая типизация нефтей // Ал.А.Петров, Н.Н.Абрютина, О.А.Орефьев и др. / Проблемы происхождения нефти и газа; Под ред. О.К.Баженовой. – М.: Наука, 1994. С. 54-88.

29. Биометки нефтей Западной Сибири // Н.С.Воробьева, З.К.Земскова, В.Г.Пунанов и др. / Нефтехимия. – 1992. – Т. 32. - № 5. – С. 405-420.

30. Богородская Л.И. Методические рекомендации по рациональному комплексу химических методов исследования нерастворимого органического вещества. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1986. – 74 с.

31. Богородская Л.И., Конторович А.Э. Химический состав рассеянного в осадочных породах органического вещества и пути его классификации // Седикахиты на разных этапах литогенеза / Под ред. Н.Б.Вассоевича. – М.: Наука, 1982. С. 49-59.

32. Болдушевская Л.Н., Фомин А.Н., Филипцов Ю.А. Зональность катагенеза органического вещества мезозойских отложений Енисей-Хатангской и Пур-Тазовской нефтегазоносных областей по данным отражательной способности витринита и пиролиза // Критерии оценки нефтегазоносности ниже промышленно освоенных глубин

и определение приоритетных направлений геолого-разведочных работ: Тез. докл. Всерос. научно-практич. конф. – Пермь: Звезда, 2000. С. 132-135.

33. Борисова Л.С., Конторович А.Э. Методические рекомендации по схеме изучения асфальтенов для целей диагностики нефтепроизводящих пород и количественной оценки перспектив нефтегазоносности. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. – 28 с.

34. Борукаев Г.Ч. Геохимия органического вещества юрских отложений Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6 // Геохимия нефтегазоносных отложений Сибири / Под ред. В.С.Суркова. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. С. 150-158.

35. Бостриков О.И., Фомичев А.С. Геохимия и условия накопления органического вещества верхнеюрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской плиты // Результаты работ по Межведомственной региональной научной программе “Поиск” за 1992-1993г.г., ч. 2 / Под ред. А.Э.Конторовича и В.С.Суркова. – Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН, 1995. С. 82-88.

36. Бостриков О.И., Фомичев А.С. Распределение и катагенез органического вещества нижнеюрских отложений Западной Сибири // Геология и нефтегазоносность триас-среднеюрских отложений Западной Сибири / Под ред. В.С.Суркова. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. С. 84-91.

37. Бочкарев В.С. Тектонические условия замыкания геосинклиналей и ранние этапы развития молодых платформ. – М.: Недра, 1973. - 127 с.

38. Бочкарев В.С. Проблемы тектоники Западной Сибири // Тектоника Западной Сибири / Под ред. И.И.Нестерова. – Тюмень: ЗапСибНИГНИ, 1987. С. 5-29.

39. Бочкарев В.С. Тампейская серия Западной Сибири // Триас Западной Сибири (материалы к стратиграфическому совещанию по мезозою Западно-Сибирской плиты) / Под ред. А.М.Казакова. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2001. С. 49-54.

40. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П. Палеозой и триас Западной Сибири // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44 - № 1-2. – С. 120-143.

41. Вассоевич Н.Б. Геохимия органического вещества и происхождение нефти. – М.: Наука, 1986. - 196 с.

42. Вассоевич Н.Б. Происхождение нефти // Вестник МГУ, сер. геол. – 1975. - № 5. - С. 3-23.

43. Вассоевич Н.Б. Главная фаза нефтеобразования // Вестник МГУ, сер. геол. – 1969. - № 6. - С. 3-27.

44. Вассоевич Н.Б. Еще о терминах для обозначения стадий и этапов литогенеза // Тр. ВНИГРИ. Вып. 190. – Л.: Гостоптехиздат, 1962. С. 220-242.
45. Вассоевич Н.Б. Исходное вещество для нефти и газа // Происхождение нефти и газа и формирование их месторождений / Под ред. М.Ф.Мирчинка. – М.: Недра, 1972. С. 39-70.
46. Вассоевич Н.Б. О терминологии, применяемой для обозначения стадий и этапов литогенеза // Геология и геохимия. Вып. 1. - № 7. – Л.: Гостоптехиздат, 1957. - С. 33-42.
47. Вассоевич Н.Б. Образование нефти в терригенных отложениях (на примере чокракско-караганских слоев Терского передового прогиба) // Вопросы образования нефти / Под ред. Н.Б.Вассоевича. – Л.: Гостоптехиздат, 1958. С. 9-220.
48. Вассоевич Н.Б. Основные стадии изменения осадка и породы (стадии литогенеза) // Спутник полевого геолога-нефтяника / Под ред. Н.Б.Вассоевича. – М.: Гостоптехиздат, 1954. Т. 2. С. 414-422.
49. Вассоевич Н.Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти // Изв. АН СССР, сер. геол. – 1967. - № 11. - С. 137-142.
50. Вассоевич Н.Б., Лопатин Н.В. Нефтематеринский потенциал и его реализация в процессе литогенеза // Ресурсы энергетического сырья. Горючие ископаемые / Под ред. В.В.Семеновича. – М.: Наука, 1980. С. 71-94.
51. Вассоевич Н.Б., Соколов Б.А., Конюхов А.И. Литолого-геохимические критерии нефтегазоносности глубокопогруженных горизонтов // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1976. - № 7. - С. 55-60.
52. Вебер В.В. Диагенетическая стадия образования нефти и газа. - М.: Недра, 1978.- 143 с.
53. Вебер В.В. Проблема нефтеносности Донецкого бассейна. – М.: Гостоптехиздат, 1945. – 86 с.
54. Велев В., Шишков Г., Минчев Д. Изменение отражательной способности витринита под воздействием органических растворителей и органических кислот // Списание на българского геологическо дружество. – 1976. - Т. 1. - С. 112-116.
55. Виноградова Т.Л. Вещественно-петрографический состав и катагенез рассеянного органического вещества в отложениях юры и промежуточного комплекса некоторых северных районов Западной Сибири (в связи с нефтегазоносностью) // Органическое вещество, процессы его превращения и генерации углеводородов в

условиях свободного и затрудненного оттока флюидов / Под ред. С.Г.Неручева и Г.М.Парпаровой. – С-Петербург: Наука, 1993. С. 25-35.

56. Виноградова Т.Л., Пунанова С.А. Типы углеводородных скоплений севера Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна и геохимические особенности их пространственного размещения // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2003. - №8. – С. 10-16.

57. Виноградова Т.Л., Чахмахчев В.А., Агафонова З.Г., Якубсон З.В. Углеводородные и гетероатомные соединения – показатели термической зрелости органического вещества пород и нафтидов // Геология нефти и газа. – 2001. - № 6. – С. 49-55.

58. Влияние кислотной обработки на точность определения стадий катагенеза рассеянного органического вещества // В.В.Иванцова, Л.С.Беляева, Г.С.Калмыков и др. / Химия твердого топлива. – 1981. - № 5. - С. 43-49.

59. Волкова И.Б. Органическая петрология. – Л.: Наука, 1990. – 300 с.

60. Вышемирский В.С. Влияние катагенеза на свойства нефтей и углеводородных газов. – Новосибирск: НГУ, 1988. - 34 с.

61. Вышемирский В.С. Геологические условия метаморфизма углей и нефтей. – Саратов: СГУ, 1963. - 378 с.

62. Вышемирский В.С. О формах проявления динамометаморфизма углей // Геология и геофизика. – 1968. - № 4. - С. 23-31.

63. Вышемирский В.С. Применение метода углеродного коэффициента при прогнозах нефтеносности // Геология нефти и газа. – 1958. - № 6. – С. 46-50.

64. Вышемирский В.С., Жутовт А.К., Зингер А.С. Гидрогеохимические показатели нефтегазоносности промежуточного тектонического комплекса Западно-Сибирской плиты // ДАН СССР. – 1975. - Т. 225. - № 4. - С. 932-935.

65. Габриелян А.Г., Анисимова М.Н., Климова Л.А. Региональный метаморфизм и характеристика коллекторов и нефтей Нижнего Поволжья // Геология нефти и газа. – 1974. - № 7. - С. 53-59.

66. Газообразование и основные закономерности распределения газов в недрах // Г.И.Амурский, Х.Ф.Джамалова, В.И.Ермаков и др. / Основные условия генерации и аккумуляции нефти и газа; Под ред. В.Д.Наливкина и М.М.Алиева. – М.: Наука, 1978. С. 110-122.

67. Галимов Э.М. Генезис газов на севере Западной Сибири по данным $\delta^{13}\text{C}$ и δD метана // Доклады РАН. – 1995. Т. 342. - № 3. - С. 371-374.
68. Галимов Э.М., Кодина Л.А. Исследование органического вещества и газов в осадочных толщах дна Мирового океана. - М.: Наука, 1982. - 228 с.
69. Генезис газа как основа научного прогнозирования поисков газовых и газоконденсатных месторождений // И.П.Жабров, В.И.Ермаков, В.Л.Соколов, Э.В.Чайковская / Генезис углеводородных газов и формирование месторождений; Под ред. В.И.Ермакова. – М.: Наука, 1977. С. 6-19.
70. Генерация углеводородов в процессе литогенеза осадков // Т.Э.Баранова, С.Н.Белецкая, С.Г.Неручев и др. – Новосибирск: Наука, 1976. - 200 с.
71. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности // З.Т.Алескерова, Г.С.Крицук, П.Ф.Ли и др.; Под ред. Н.Н.Ростовцева. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. - 391 с.
72. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений левобережья Енисея (Тыйская параметрическая скважина) // В.А.Каштанов, А.И.Варламов, В.П.Данилова и др. – Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН. - 1995. – 53 с.
73. Геолого-геохимические предпосылки нефтегазоносности кембрия и верхнего протерозоя западной окраины Сибирской платформы (левобережье Енисея) // А.Э.Конторович, А.С.Ефимов, В.А.Кринин и др. / Геология и геофизика. - 2000.- Т. 41. - № 12. - С. 1615-1636.
74. Геология и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности – новой нефтяной базы СССР / Ф.Г.Гурари, В.П.Казаринов, Ю.К.Миронов и др. – Новосибирск: Наука, 1963. - 202 с.
75. Геология и полезные ископаемые России. Том 2. Западная Сибирь / Под ред. А.Э.Конторовича и В.С.Суркова. - С-Петербург: ВСЕГЕИ, 2000. – 477 с.
76. Геология и условия формирования гигантской Талинской зоны газонефтенакопления в континентальных отложениях нижней юры (Западная Сибирь) // А.Э.Конторович, В.Е.Андрусевич, С.А.Афанасьев и др. / Геология и геофизика – 1995. - № 6. - С. 5-28.
77. Геология нефти и газа Западной Сибири / А.Э.Конторович, И.И.Нестеров, Ф.К.Салманов и др. – М.: Наука, 1975. - 680 с.
78. Геохимические критерии нефтегазоносности и условия формирования скоплений нефти и газа в мезозойских отложениях севера Западно-Сибирской плиты /

А.Э.Конторович, Л.И.Богородская, С.И.Голышев и др. - Новосибирск: Труды СНИИГГиМС. 1980. Вып. 283. 150 с.

79. Геохимические критерии прогноза нефтегазоносности палеозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты // А.Э.Конторович, И.А.Олли, В.И.Биджаков и др. / Труды СНИИГГиМС. 1980. Вып. 275. С. 4-24.

80. Геохимические особенности преобразования рассеянного органического вещества и количественная оценка масштабов нефтегазообразования в мезозойских отложениях Западной Сибири // С.Г.Неручев, И.А.Зеличенко, Е.А.Рогозина и др. / Основные проблемы нефтегазоносности Западной Сибири; Под ред. В.Д.Наливкина. – Л.: ВНИГРИ. 1984. С. 132-144.

81. Геохимические предпосылки поисков нефти и газа в глубокозалегающих юрских и триасовых отложениях Западной Сибири // Н.В.Лопатин, Т.П.Емец, О.И.Симоненкова, Ю.И.Галушкин / Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 1997. - № 4. - С. 2-15.

82. Геохимические предпосылки перспектив нефтегазоносности вендских и палеозойских отложений Алтайского края // А.Н.Фомин, А.Э.Конторович, В.П.Данилова и др. / Актуальные аспекты геологического изучения недр и воспроизводства минерально-сырьевой базы Алтайского края. - Под ред. Г.Я.Барышникова. – Барнаул: АГУ. - 2004. – С. 50-57.

83. Геохимические условия преобразования органического вещества в отложениях палеозоя юга Тюменской области // Г.Ф.Григорьева, Н.И.Крапивина, А.В.Рыльков, Л.А.Семенова / Перспективы поисков нефти и газа в Западной Сибири. – Тюмень: ЗапСибНИГНИ. 1986. С. 25-31.

84. Геохимия доманикитов в зоне апокатагенеза на примере Тюменской сверхглубокой скважины // А.Э.Конторович, А.Н.Фомин, В.П.Данилова и др. / Бассейны черносланцевой седиментации и связанные с ними полезные ископаемые: Тез. докл. межд. симпоз. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1991. Т. I. - С. 139-140.

85. Геохимия и генезис палеозойских нефтей Западной Сибири // А.Э.Конторович, В.П.Данилова, Е.А.Костырева и др. / Геохимия. – 1998. - № 1. – С. 3-17.

86. Геохимия мезозойских отложений нефтегазоносных бассейнов Западной Сибири / А.Э.Конторович, И.Д.Полякова, П.А.Трушков и др. – М.: Недра, 1971. - 86 с.

87. Геохимия органического вещества палеозойских отложений востока Томской области (на примере разреза скв. Вездеходная-4) // Е.А.Костырева, В.П.Данилова, В.Н.Меленевский и др. / Геология и геофизика. – 1999. Т. 40. - № 7. - С. 1086-1091.
88. Геохимия юрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности / А.Э.Конторович, Е.Л.Берман, Л.И.Богородская и др. – М.: Наука, 1971. - 251 с.
89. Гинзбург А.И. К вопросу об эволюции фюзена при метаморфизме в углях Средней Азии // Материалы ВНИГРИ. Вып. 8. – Л.: Гостоптехиздат, 1956. С. 252-258.
90. Гинзбург А.И., Лапо А.В., Летушова И.А. Рациональный комплекс петрографических и химических методов исследования углей и горючих сланцев. – Л.: Недра, 1976. - 168 с.
91. Глебовская Е.А. Применение инфракрасной спектроскопии в нефтяной геохимии. – Л.: Недра, 1971. - 140 с.
92. Глебовская Е.А., Мельцанская Т.Н., Сургова Н.З. Инфракрасные спектры битумоидов рассеянного органического вещества пород. // Изв. АН СССР, сер. геол. – 1971. - № 5. - С. 110-124.
93. Голицын М.В. Газ и нефть из угля // Природа. – 1991. - № 12. - С. 77-81.
94. Голицын М.В., Козлова Л.Е., Кузнецова А.А. Метаморфизм каустобиолитов Карагандинского бассейна. – М.: Наука, 1970. - 136 с.
95. Гончаров И.В. Геохимия нефтей Западной Сибири. – М.: Недра, 1987. - 181 с.
96. Горшков В.И. Некоторые закономерности катагенеза и нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности: Автореф. дисс. к. г.-м. н. – М.: МГУ, 1967. - 20 с.
97. Горшков В.И. Палеогеотермия и нефтегазоносность осадочных толщ: Автореф. дисс. д-ра геол.-мин. наук. – М., 1983. – 50 с.
98. Горшков В.И. О закономерностях распределения нефти в отложениях палеозоя Куйбышевской области по стадиям катагенеза и палеотемпературам // Нефтегазовая геология и геофизика – 1973. - № 9. - С. 6-8.
99. Горшков В.И. Отражательная способность угольных включений мезозоя Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. // 2-я общемосковская конф. молодых научных сотрудников: Тез. докл. – М.: 1966. С. 16-18.
100. ГОСТ 12113 – 94. Угли бурые, каменные и антрациты, твердые рассеянные органические вещества и углеродистые материалы. Метод определения показателя отражения. – М.: изд.-во стандартов, 1994. - 12 с.

101. Григорьева Г.Ф., Нестеров И.И., Рыльников А.В. Особенности изменения органического вещества и минеральной части осадочных пород нижнего мела центральных районов Западной Сибири. // Исследования органического вещества современных и ископаемых осадков / Под ред. Н.Б.Вассоевича и П.П.Тимофеева. – М.: Наука, 1976. С. 209-216.
102. Григорьева Г.Ф., Рыльников А.В., Семенова Л.А. Соотношение фаз нефтегазогенерации и зон нефтегазоносности в мезозойских отложениях Западной Сибири // Геохимия процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления в мезозойских отложениях Западной Сибири. – Тюмень: ЗапСибНИГНИ. – 1986. С. 19-29.
103. Губкин И.М. Учение о нефти. – М.: Наука, 1975. - 384 с.
104. Гурари Ф.Г. Научные основы нефтегазопроисловых и разведочных работ в Западно-Сибирской низменности // Материалы конференции по проблеме освоения и использования нефти и газа Томской области. – Томск: ТГУ, 1966. С. 41-54.
105. Гурари Ф.Г., Запировалов Н.П., Нестеров И.И. Нефтегазоносность отложений платформенного чехла. Характеристика нефтегазосодержащих толщ // Геология СССР, т. 44, ч. 2 / Под ред. Н.Н.Ростовцева. - М.: Недра, 1964. С. 87-147.
106. Гурари Ф.Г., Зимин Ю.Г., Карогодин Ю.Н. Термодинамические факторы дифференциального размещения нефтяных и газовых залежей Западной Сибири // ДАН СССР. – 1972. Т. 203. - №2. - С. 453-455.
107. Гурари Ф.Г., Микуленко К.И., Старосельцев В.С. Тектоника мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты. - Новосибирск: СНИИГГиМС. 1971.- 149 с.
108. Гурари Ф.Г., Нестеров И.И. Сравнительная оценка перспектив нефтегазоносности отложений фундамента // Геология СССР, т. 44, ч. 2 / Под ред. Н.Н.Ростовцева. - М.: Недра, 1964. С. 24-28.
109. Гурари Ф.Г., Нестеров И.И., Ростовцев Н.Н. Условия формирования нефтяных и газовых залежей Западно-Сибирской низменности // Геология СССР, т. 44, ч. 2 / Под ред. Н.Н.Ростовцева. - М.: Недра, 1964. С. 210-245.
110. Гурари Ф.Г., Зимин Ю.Г., Конторович А.Э. Дизъюнктивная тектоника Западно-Сибирской плиты // Геология и нефтегазоносность юго-востока Западно-Сибирской плиты. – Новосибирск: Труды СНИИГГиМС, 1967. Вып. 65. С. 146-178.
111. Гуревич А.Б., Волкова Г.М., Богданова М.В. Прогноз угленосности и качества углей при ГС-200 и ГДП-200. – С-Петербург: ВСЕГЕИ, 2001. 144 с.

112. Гуревич А.Б., Гаврилова О.И. Метаморфизм ископаемых углей // Угленосные формации и петрология углей/ Под ред. М.В.Голицына. - Л.: Тр. ВСЕГЕИ. Т. 332, 1985. С. 107-115.
113. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. – Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. - 229 с.
114. Добрянский А.Ф. Геохимия нефти. – Л.: Гостоптехиздат, 1948. - 475 с.
115. Добрянский А.Ф. Химия нефти. – Л.: Гостоптехиздат, 1961. - 260 с.
116. Донабедов А.Т. Физические свойства горных пород угленосных месторождений как индикаторы степени метаморфизма углей // Изв. АН СССР, сер. геол., 1943. - № 4-5. - С. 99-115.
117. Думлер Л.Ф. Явление термального метаморфизма на примере Тениз-Коржункульского бассейна и других месторождений Центрального Казахстана: Автореф. дисс. к. г.-м. н. - Алма-Ата, 1965. – 16 с.
118. Емец Т.П., Лопатин Н.В., Литвинова В.Н. Катагенез и углеводородный потенциал юрских отложений севера Западной Сибири // Геология нефти и газа. – 1986. - № 1. - С. 53-58.
119. Емец Т.П., Лопатин Н.В., Симоненкова О.И. Нефтематеринские свойства глубокопогруженных отложений тюменской свиты Западно-Сибирского бассейна // Условия нефтегазообразования на больших глубинах / Под ред. С.Н.Симакова. – М.: Наука, 1988. С. 93-97.
120. Ермаков В.И., Леонгардт Н.И., Пашкевич Е.И. Микрокомпонентный состав угольного органического вещества как критерий прогнозирования газоносных и нефтеносных зон в континентальных углесодержащих толщах Западно-Сибирской плиты // Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. – 1976. - № 9. - С. 7-11.
121. Ермаков В.И., Скоробогатов В.А. Новые данные о катагенетической превращенности органического вещества базальных горизонтов осадочного чехла северных районов Западно-Сибирской плиты // ДАН СССР. – 1990. Т. 314. - № 5. - С. 1197-1201.
122. Ермаков В.И., Скоробогатов В.А. Образование углеводородных газов в угленосных и субугленосных формациях. – М.: Недра, 1984. - 205 с.
123. Ермаков В.И., Скоробогатов В.А. Тепловое поле и нефтегазоносность молодых плит. – М.: Недра, 1986. - 222 с.

124. Ермаков В.И., Скоробогатов В.А. Термоглубинные условия газонефтеносности юрских отложений северных районов Западной Сибири // Геология нефти и газа. – 1988. - № 11. - С. 17-22.

125. Ермаков В.И., Скоробогатов В.А., Соловьев Н.Н. Геолого-химические и тектонические факторы прогноза газоносности севера Западной Сибири // Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений топливно-энергетического сырья / М.: Геоинформмарк, 1997. - 134 с.

126. Ермолкин В.И., Пономарев В.А. Зональность нефтегазообразования и нефтегазонакопления в земной коре и отдельный прогноз нефти и газа // Критерии оценки нефтегазоносности ниже промышленно освоенных глубин и определение приоритетных направлений геолого-разведочных работ / Под ред. М.Б.Келлера и А.В.Липилина. – Пермь: КамНИИКИГС, 2001. С. 142-154.

127. Жемчужников Ю.А. Общая геология каустобиолитов. – Л.- М.: ОНТИ. Вып. 1. 1935. - 547 с.

128. Жемчужников Ю.А. Общая геология ископаемых углей. – М.: Углетехиздат, 1948. - 492 с.

129. Жемчужников Ю.А., Гинзбург А.И. Основы петрологии углей. – М.: Изд. АН СССР, 1960. - 400 с.

130. Жузе Т.П., Юшкевич Г.Н., Ушаков Г.С. Общие закономерности поведения газонефтяных систем на больших глубинах // ДАН АН СССР. – 1963. Т. 152. - № 3. - С. 713-716.

131. Жукова А.В., Клейнбок В.Е., Парпарова Г.М. К применению метода флюоресцентной микроспектрометрии для изучения микрокомпонентов углей и органического вещества пород // Методы исследования природных органических веществ / Под ред. А.А.Трофимука. – Новосибирск: Наука, 1985. С. 28-32.

132. Забрамный Д.Т. К вопросу о процессах углеобразования. – М.: Труды лабор. геол. угля АН СССР. Вып. 6. 1956. – С. 26-32.

133. Завьялов В.М., Кучма Л.М., Мельничук Т.В. Прогноз нефтегазоносности больших глубин Днепровско-Донецкой впадины // Критерии и методы прогнозирования нефтегазоносности больших глубин / Под ред. С.Н.Симакова. – Л.: ВНИГРИ, 1990. С. 156-162.

134. Закономерности катагенеза органического вещества и вмещающих пород // Г.Н.Перозио, И.Д.Полякова, Л.И.Богородская, Е.И.Соболева / Геология и геофизика. – 1981. - № 9. - С. 11-16.
135. Закономерности размещения залежей нефти и газа в фундаменте Западно-Сибирской плиты // В.С.Сурков, Л.В.Смирнов, А.Е.Еханин, Л.Г.Смирнова / Нефтегазоносность фундамента осадочных бассейнов. – М.: Недра, 2002. С. 132-143.
136. Западно-Сибирская низменность – новая база нефтегазодобычи СССР // Ф.Г.Гурари, В.П.Казаринов, М.В.Касьянов и др. / Геология и геофизика. – 1961. - № 10. - С. 3-15.
137. Запивалов Н.П. Нефтегазоносность фундамента Западной Сибири // Горные ведомости. – Тюмень: ОАО «СибНАЦ», 2004. С. 3-11.
138. Запивалов Н.П., Плуман И.И. Геолого-геохимические предпосылки открытия залежей нефти и газа в палеозое юга Западной Сибири. – Новосибирск: Тр. СНИИГГиМС. Вып. 255. 1977. С. 39-45.
139. Зимин Ю.Г., Конторович А.Э., Шведкова Л.И. Геотермическая характеристика мезозойских отложений Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Геология и геофизика. – 1967. - № 5. – С. 26-33.
140. Зональность постседиментационных изменений в верхнепермских, триасовых и юрских породах Тюменской сверхглубокой скважины / Ю.П.Казанский, Л.Г.Вакуленко, Э.П.Солотчина, А.Н.Фомин // Геология и нефтегазоносность Надым-Пур-Тазовского междуречья / Под ред. Н.Х.Кулахметова и Б.В.Никулина. – Тюмень - Тарко-Сале: ЗапСибНИГНИ, 1995. С. 170-179.
141. Иванов В.В., Клубов Б.А. К вопросу нефтеобразования в карбонатных породах // Изв. АН СССР, сер. геол. – 1977. - № 12. - С. 99-106.
142. Иванов Г.А. Угленосные формации (Закономерности строения, образования, изменения и генетическая классификация). - Л.: Наука, 1967. - 408 с.
143. Иванцов О.Э., Стасив В.П., Уженков Г.О. К определению степени метаморфизма углистого вещества термографическим методом // Геология и геохимия горючих ископаемых. – Киев: Республиканский межведом. сборник. 1973. Вып. 36. - С. 80-85.
144. Иванцова В.В., Черников К.А. Результаты изучения рассеянного органического вещества и битумов пород Западно-Сибирской плиты // Тр. ВНИГРИ. Вып. 236. – Л.: Наука, 1965. С. 157-184.

145. Иванцова В.В., Трушков П.А., Калмыков Г.С. О катагенезе органического вещества докембрийских пород юго-востока Западно-Сибирской плиты // Проблемы нефти и газа Тюмени. – Тюмень, 1981. - № 50. – С. 13-17.
146. Игнатченко Н.А. Влияние землетрясений на условия формирования пород // Литология и полезные ископаемые. – 1968. - № 2. - С. 7-11.
147. Ильинская В.В. Генетическая связь углеводородов органического вещества пород и нефтей. – М.: Недра, 1985. - 175 с.
148. Ископаемые угли – генераторы углеводородов / М.В.Голицын, А.М.Голицын, И.В.Зубкова, Н.В.Пронина // История нефти и газа в осадочных бассейнах. – М.: МГУ, 1994. С. 56-75.
149. Историко-генетический метод оценки перспектив нефтегазоносности / Л.А.Польстер, Ю.А.Висковский, В.А.Николенко и др. – М.: Недра, 1984. - 200 с.
150. История изучения восточной части Западной Сибири // А.Н.Задоев, И.С.Муртаев, О.Б.Дмитриева и др. / Геология нефти и газа. – 2004. - № 4. – С. 2-11.
151. История и интенсивность нефтеобразования в юрских и неокемских отложениях севера Западно-Сибирской плиты // Методы оценки нефти - и газоматеринского потенциала седиментитов: Тез. докл. – М.: МГУ, 1979. С. 18-24.
152. Кабанова В.М., Круговых В.В. Палинокомплексы триаса в разрезе Никольской параметрической скв. 1 // Триас Западной Сибири (материалы к стратиграфическому совещанию по мезозою Западно-Сибирской плиты) / Под ред. А.М.Казакова. – Новосибирск: СНИИГГМС, 2001. С. 119-127.
153. Казаков А.М. Главнейшие этапы геологического развития Сибири в триасе // Триас Западной Сибири (материалы к стратиграфическому совещанию по мезозою Западно-Сибирской плиты) / Под ред. А.М.Казакова. – Новосибирск: СНИИГГМС, 2001. С. 140-147.
154. Казаринов В.В. О влиянии глубинных разломов на температурное поле Хапчагайского поднятия // Тр. СНИИГГМС. Вып. 137. 1971. С. 164-169.
155. Калинин М.К. Генезис микронепфтепроявлений кальдеры вулкана Узон (Восточная Камчатка) // Тр. ВНИГНИ. Вып. 175. 1975. С. 50-58.
156. Калинин М.К. Тайны образования нефти и горючих газов. – М.: Недра, 1981. – 193 с.

157. Калмыков Г.С. Витринит, его отражательная способность и методы определения // Петрология и парагенез горючих ископаемых / Под ред. И.И.Аммосова. - М.: Наука, 1967. С. 81-126.
158. Калмыков Г.С. Петрографический состав и метаморфизм углей Кизеловского бассейна. - М.: АН СССР, 1960. - 118 с.
159. Калмыков Г.С. Распознавание витринита по отражательной способности в двух оптических средах // Накопление и преобразование сидикахитов / Под ред. Н.Б.Вассоевича и П.П.Тимофеева. – М.: Наука, 1979. С. 143-152.
160. Камьянов В.Ф., Аксенов В.С., Титов В.И. Гетероатомные компоненты нефтей. - Новосибирск: Наука, 1983. - 237 с.
161. Канана Я.Ф., Матвеев А.К. К вопросу определения палеотемператур осадочных толщ // Бюл. Моск. общества испыт. природы. Отд. геол. 1986. - № 4. - С. 110-121.
162. Карпова Г.В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. – М.: Недра, 1972. - 172 с.
163. Карцев А.А. Основы геохимии нефти и газа. – М.: Недра, 1978. - 280 с.
164. Касаточкин В.И. Проблема молекулярного строения и структурная химия природных углей // Химия твердого топлива. – 1969. - № 4. - С. 33-48.
165. Катагенез и нефтегазоносность // Г.М.Парпарова, С.Г.Неручев, А.В.Жукова и др. – Л.: Недра, 1981. - 240 с.
166. Катагенез органического вещества в палеозойских отложениях юго-восточной части Западно-Сибирской равнины // В.С.Вышемирский, О.П.Вышемирская, Г.М.Парпарова и др. / Геология и геофизика. – 1976. - № 1. - С. 25-31.
167. Катагенетическая зональность нижне-среднеюрских отложений Обь-Тазовской фациальной области в связи с их нефтегазоносностью // Е.А.Предтеченская, Л.Г.Вакуленко, И.Д.Полякова, А.С.Фомичев / Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса: Материалы I-го Всерос. литол. совещания. Т. 2. – М: ГЕОС, 2000. С. 145-149.
168. Каталог данных по тепловому потоку Сибири (1966-1984г.г.) // А.Д.Дучков, А.Р.Курчиков, Б.П.Ставицкий и др. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. – 82 с.
169. Ким Н.Г., Летушова И.А. Закономерности изменения химических свойств углей в ряду регионального метаморфизма // Вопросы метаморфизма углей и эпигенез вмещающих толщ /Под ред. Г.А.Иванова, Е.О.Погребницкого.– Л.:Наука,1968. С.106-121.

170. Кирда Н.П. Новые направления поисков месторождений нефти и газа в Западной Сибири // Геология нефти и газа. – 1995. - № 6. – С. 9-18.
171. Клещев К.А., Шеин В.С. Перспективы нефтегазоносности фундамента Западной Сибири. – М.: ВНИГНИ, 2004. – 214 с.
172. К методике измерения отражательной способности микрокомпонентов органического вещества осадочных пород // Т.П.Емец, Л.Д.Бурмистрова, Е.М.Заславский, Н.В.Лопатин / Изв. АН СССР, сер. геол. – 1974. - № 6. - С. 151-153.
173. Козлов В.П. Значение регионального метаморфизма при поисках нефти и газа // Советская геология. – 1958. - № 5. – С. 46-63.
174. Козлова Л.Е. Использование термовесового и термического анализов при изучении рассеянного органического вещества горных пород // Рассеянное органическое вещество горных пород и методы его изучения / Под ред. А.Э.Конторовича и В.А.Успенского – Новосибирск: Наука, 1977. С. 126-134.
175. Конторович А.Э, Данилова В.П., Диндойн В.М. Изменение химического состава гумусового органического вещества и его парамагнитных свойств в зоне катагенеза // ДАН СССР. – 1973. Т. 209. - № 6. - С. 1431-1434.
176. Конторович А.Э. Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности. – М.: Недра, 1976. - 248 с.
177. Конторович А.Э. Геохимия юрских и нижнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности: Автореф. дисс. канд. г.-м. н., Новосибирск:1964. - 20 с.
178. Конторович А.Э. Катагенез рассеянного органического вещества и нефтеобразование // Проблемы нефтеносности Сибири / Под ред. А.Л.Яншина. – М.: Наука, 1971. С. 51-69.
179. Конторович А.Э. Ресурсы свободного газа территории и акватории северной части уникального Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Повышение эффективности освоения газовых месторождений Крайнего Севера / Под ред. Р.И.Вяхирева. – М.: Наука, 1997. С. 124-138.
180. Конторович А.Э., Богородская Л.И., Олли И.А. Катагенез и химический состав органического вещества палеозойских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты // Геохимия нефтегазоносных отложений Сибири / Под ред. В.С.Суркова. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. С. 78-83.

181. Конторович А.Э., Борисова Л.С. Геохимия асфальтенов рассеянного органического вещества угленосных толщ // Геология и геофизика. – 1989. - №5. - С. 3-10.
182. Конторович А.Э., Данилова В.П. Нефтегазообразование в угленосных осадочных толщах (на примере мезозойских и палеозойских отложений юга Западной и Средней Сибири) // Новые данные по геологии и нефтегазоносности Сибирской платформы / Под ред. Н.В.Мельникова и А.В.Хоменко. – Новосибирск: Тр. СНИИГГиМС. 1973. Вып. 167. С. 73-82.
183. Конторович А.Э., Изосимова О.Н., Трушков П.А. Масштабы и особенности процессов нефтегазообразования и нефтегазонакопления в зоне катагенеза // Литология и геохимия нефтегазоносных областей Сибири / Тр. СНИИГГиМС. Вып. 193. 1974. С. 5-12.
184. Конторович А.Э., Парпарова Г.М., Трушков П.А. Метаморфизм органического вещества и некоторые вопросы нефтегазоносности (на примере мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности) // Геология и геофизика. – 1967. - № 2. - С. 16-29.
185. Конторович А.Э., Рогозина Е.А., Трофимук А.А. Первичная миграция углеводородов и диагностика нефтепроизводящих толщ. – М.: Недра, 1972. – 180 с.
186. Конторович А.Э., Стасова О.Ф. Геохимия юрских и палеозойских нефтей юго-восточных районов Западно-Сибирской плиты и их генезис // Тр. СНИИГГиМС. 1977. Вып. 255. С. 46-62.
187. Конторович А.Э., Стасова О.Ф., Фомичев А.С. Нефти базальных горизонтов осадочного чехла Западно-Сибирской плиты / Геология нефтегазоносных районов Сибири // Труды СНИИГГиМС. 1964. Вып. 32. С. 27-39.
188. Конторович А.Э., Трофимук А.А. Литогенез и нефтегазообразование // Горючие ископаемые. Проблемы геологии и геохимии нафтидов и битуминозных пород / Под ред. Н.Б.Вассоевича. – М.: Наука, 1976. С. 19-36.
189. Конторович А.Э., Меленевский В.Н. Учение о главной фазе нефтеобразования и его место в осадочно-миграционной теории нафтидогенеза // Изв. АН СССР, сер. геол. – 1988. - № 1. - С. 3-13.
190. Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. – М.: Наука, 1965. – 312 с.
191. Корчагина Ю.И., Четверикова О.П. Методы исследования рассеянного органического вещества осадочных пород. – М.: Недра, 1976. - 229 с.
192. Кос И.М., Белкин Н.М., Курышева Н.К. Сейсмогеологическое строение доюрских образований Рогожниковского лицензионного участка // Пути реализации

нефтегазового потенциала ХМАО, т.3. – Ханты-Мансийск: ИздатНаукаСервис, 2004. – С. 153-163.

193. Коссовская А.Г., Логвиненко Н.В., Шутов В.Д. О стадиях формирования и изменения терригенных пород // ДАН СССР. – 1957. Т. 116. - № 2. - С. 293-296.

194. Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Корреляция зон регионального эпигенеза и метagenеза в терригенных и вулканогенных породах // ДАН СССР. – 1961. Т. 139. - № 3. - С. 285-288.

195. Костырева Е.А. Геохимия и генезис палеозойских нефтей на юго-востоке Западной Сибири. // Геология и геофизика. – 2004. Т.45. - №7. - С. 1817-1824.

196. Кравцов А.И., Погребнов Н.И. Месторождения горючих полезных ископаемых. - М.: Недра, 1975. - 149 с.

197. К разработке генетической классификации рассеянного органического вещества пород // В.А.Успенский, Ф.Б.Инденбом, А.С.Чернышева, В.Н.Сенникова / Л.: Тр. ВНИГРИ. 1958. Вып. 128. С. 221-314.

198. Красавчиков В.О. Комплексная интерпретация слабо согласованных геолого-геофизических данных при построении региональных структурных карт (на примере осадочного чехла ЗСП) // Геология и геофизика. – 2002. - Т. 43. - № 5. - С. 454-467.

199. Краюшкин В.А. К оценке перспектив нефтегазоносности осадочных толщ на больших глубинах // Условия нефтегазообразования на больших глубинах / Под ред. С.Н.Симакова. - М.: Наука, 1988. С. 216-270.

200. Кругликов Н.М. Связь между разломами в фундаменте и тепловыми аномалиями в чехле // Сравнительный анализ нефтегазоносности и тектоники Западно-Сибирской плиты. - Л.: Недра, 1965. С. 117-124.

201. Крылова Н.М. Метод определения степени метаморфизма гумусовых углей по показателям преломления // ДАН СССР. – 1952. Т. 85. - № 4. - С. 875-878.

202. Крылова Н.М., Сарбеева Л.И. Петрографическая характеристика углей класса гелитолитов на различных стадиях регионального метаморфизма (Донецкий и Кузнецкий бассейны) // Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих толщ / Под ред. Г.А.Иванова и Е.О.Погребницкого. – Л.: Наука, 1968. С. 68-87.

203. Кузнецов О.Л., Симкин Э.М. Преобразование и взаимодействие геофизических полей в литосфере. – М.: Недра, 1990. – 267 с.

204. Ку克林ский А.Е., Пушкина Р.А. Использование физико-химических свойств нефтей как критериев поиска залежей // Перспективы нефтегазоносности

Прикаспийского региона и геолого-технологические особенности строительства скважин / Под ред. В.Н.Михальковой и А.В.Ферштер. – М.: Недра, 1984. С. 59-64.

205. Кулибакина И.Б., Гуляева Н.Д., Арефьев О.А. Реликтовые углеводороды – показатель генетического типа и степени преобразованности каустобиолитов // Изв. АН СССР, сер. геол. – 1982. - № 4. - С. 131-134.

206. Куликов Д.П. Связь теплового потока с геологическим строением фундамента Западно-Сибирской плиты // Геология нефти и газа. – 1984. - №3. – С. 58-60.

207. Курбский Г.П. Геохимия нефтей Татарии. – М.: Наука, 1987. - 168 с.

208. Курчиков А.Р. Гидрогеотермические критерии нефтегазоносности. – М.: Недра, 1992. - 231 с.

209. Кучеров Г.Г., Зайчиков Г.М., Фомичев В.А. Перспективы нефтегазоносности доюрских отложений в пределах Уренгойского НГР // Критерии оценки нефтегазоносности ниже промышленно освоенных глубин и определение приоритетных направлений геолого-разведочных работ / Под ред. М.Б.Келлера, Б.Н.Хахаева и В.А.Каплун. – Пермь: Звезда, 2000. С. 194-198.

210. Левенштейн М.Л. О генетических закономерностях изменения качества углей в Донецком бассейне // Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР / Под ред. С.А.Скробова. - М.: Гостоптехиздат, 1963. Т. 1. С. 348-405.

211. Левенштейн М.Л. Основные проблемы регионального метаморфизма углей // Геология угольных месторождений /Под ред. М.В.Голицына.–М.:Наука, 1969. С.113-123.

212. Лейфман И.Е. Особенности биомаркеров и генезис зрелых нефтей // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа: Тез. докл. - М.: МГУ, 1999. С.152-154.

213. Лиллей Э.Р. Геология нефти и природного газа. – М. ОНТИ, 1938. – 483 с.

214. Логвиненко Н.В Постдиагенетические изменения осадочных пород. – Л.: Наука, 1968. – 94 с.

215. Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. – Л.: Недра, 1987. - 237 с.

216. Лопатин Н.В. О главной фазе нефтеобразования // Изв. АН СССР, сер. геол. – 1969. - № 5. - С. 69-76.

217. Лопатин Н.В. К определению влияния температуры и геологического времени на катагенетические процессы углефикации и нефтегазообразования // Исследования органического вещества современных и ископаемых осадков / Под ред. Н.Б.Вассосвича и П.П.Тимофеева. – М.: Наука, 1976. С. 361-366.

218. Лопатин Н.В. О естественных границах шкалы катагенеза // Накопление и преобразование сидикахитов / Под ред. Н.Б.Вассоевича. – М.: Наука, 1979. С. 209-217.
219. Лопатин Н.В. О роли геологического времени в процессах карбонизации каменных углей // Вестник МГУ, сер. геол. – 1969. - № 1. - С. 96-98.
220. Лопатин Н.В. Температура и геологическое время как факторы углефикации // Изв. АН СССР, сер. геол. – 1971. - № 3. - С. 95-106.
221. Лопатин Н.В., Бостик Н.Х. Геологические факторы катагенеза углей // Природа органического вещества современных и ископаемых осадков / Под ред. Н.Б.Вассоевича. – М.: Недра, 1973. С. 79-90.
222. Лопатин Н.В., Емец Т.П. Нефтегенерационные свойства баженовской свиты на территории Ханты-Мансийского автономного округа // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО / Под ред. В.И.Шпильмана и В.А.Волкова. – Ханты-Мансийск: Научно-аналитич. центр рационального недропользования ХМАО, 1999. С. 134-160.
223. Лопатин Н.В., Емец Т.П. Нефтегенерационные свойства и катагенез глинистых пород мезозойско-пермских стратотипов, вскрытых Тюменской сверхглубокой скважиной СГ-6 // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 1998. - № 6. - С. 9-19.
224. Лопатин Н.В., Емец Т.П. Новые данные о катагенезе глубокопогруженных юрских отложений Уренгойского района // ДАН СССР. – 1984. Т. 279. - № 4. - С. 954-958.
225. Лопатин Н.В., Емец Т.П. Пиролиз в нефтегазовой геохимии. – М.: Наука, 1987. – 144 с.
226. Лопатин Н.В., Емец Т.П., Зубайраев С.Л. Катагенез и нефтематеринский потенциал триасовых и юрских аргиллитов Тюменской сверхглубокой скважины // Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0-7502). Результаты бурения и исследования / Под ред. В.Б.Мазур. – Пермь: КамНИИКИГС, 1996. С. 264-272.
227. Лопатин Н.В., Емец Т.П., Симоненкова О.И. Нефтегенерационный потенциал органического вещества сапропелево-глинисто-кремнистых отложений и его реализация в катагенезе // Накопление и преобразование органического вещества современных и ископаемых осадков / Под ред. П.П.Тимофеева. – М.: Наука, 1990. С. 43-51.
228. Маврицкий Б.Ф. О геотермических условиях Западно-Сибирского артезианского бассейна // ДАН СССР. – 1959. -Т. 129. - № 5. – С. 67-70.

229. Мазор Ю.Р. Стадийность преобразования органического вещества углей // Успехи в развитии осадочно-миграционной теории нефтегазообразования / Под ред. В.Е.Хаина. – М.: Наука, 1983. С. 203-220.
230. Максимов С.П., Лоджевская М.И., Самвелов В.Г. Фазовое состояние углеводородов на больших глубинах в нефтегазоносных бассейнах различных типов // Условия нефтегазообразования на больших глубинах / Под ред. С.Н.Симакова. – М.: Наука, 1988. С. 171-176.
231. Минский Н.А. О некоторых геохимических причинах, влияющих на глубину распределения основных запасов нефти // ДАН СССР. – 1972. Т. 204. - № 6. - С. 1225-1228.
232. Максимов С.П., Ботнева Т.А., Мизулина Н.Б. Роль фациально-генетического типа органического вещества в раздельном формировании зон нефти – и газонакопления // Условия раздельного формирования зон нефти – и газонакопления в нефтегазоносных бассейнах СССР / Под ред. И.И.Нестерова. – Тюмень: Тр. ЗапСибНИГНИ. 1978. Вып. 138. С. 11-15.
233. Матвеев А.К. Геологические факторы и вероятный механизм процесса метаморфизма углей // Советская геология. – 1945. - № 7. - С. 79-87.
234. Матвеевская А.Л., Иванова Е.Ф. Геологическое строение южной части Западно-Сибирской низменности в связи с вопросами нефтегазоносности. – М.-Л.: АН СССР, 1960. - 264 с.
235. Махнач А.С., Панов В.В. Новые данные о палеотемпературах осадочного чехла // ДАН СССР. – 1976. Т. 226. - № 3. - С. 677-680.
236. Меленевский В.Н. Методические рекомендации по применению пиролитических методов моделирования в органической геохимии. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. - 48 с.
237. Меленевский В.Н., Фомин А.Н. О глубинной зональности нефти – и газообразования // Геология нефти и газа. – 1997. - № 7. - С. 4-7.
238. Меленевский В.Н., Фомин А.Н. Пиролитические характеристики рассеянного органического вещества палеозойских отложений Западной Сибири // Доклады РАН. – 1998. Т. 361. - № 4. - С. 535-538.
239. Метаморфизм органического вещества и распределение углеводородных газов на севере Западно-Сибирской низменности // В.И.Горшков, В.И.Ермаков, Н.Н.Немченко, А.С.Ровенская / Нефть и газ Тюмени. – Тюмень: ЗапСибНИГНИ. 1971. № 12. С. 1-6.

240. Методы изучения осадочных пород. Том I / Под ред. Н.М.Страхова – М.: Гос. научно-техн. изд-во литературы по геологии и охране недр, 1957. - 612 с.
241. Методы тектонического анализа нефтегазоносных областей Западной Сибири // В.С.Бочкарев, Е.М.Максимов, М.И.Мишульский, Ю.Н.Федоров / Под ред. И.И.Нестерова. – М.: Недра, 1980. - 193 с.
242. Миронов К.В. Справочник геолога-угольщика. – М.: Недра, 1982. - 311 с.
243. Миронов Ю.К., Ровнин Л.И., Казаринов В.П. Прогнозы нефтегазоносности // Геология и нефтеносность Западно-Сибирской низменности / Под ред. Д.В.Дробышева и В.П.Казаринова. – М.: Гостоптехиздат, 1958. С. 84-96.
244. Моисеенко У.И., Смыслов А.А. Температура земных недр.–Л.: Недра, 1986. - 180 с.
245. Мокринский В.В. Метаморфизм углей Южной Якутии // Южно-Якутская угленосная площадь / Под ред. А.К.Матвеева. – М.: Изд. АН СССР, 1961. С. 382-420.
246. Молчанов И.И. Взаимосвязь зон углефикации с тектоническими структурами в Прокопьевском и Киселевском районах Кузбасса // Вестник ЗСГУ. - Новокузнецк. - 1947. - № 4. - С. 32-39.
247. Москвин В.И., Меленевский В.Н., Фомин А.Н. Оценка генерационного потенциала органического вещества глубокопогруженных нефтегазоматеринских формаций ранней юры Западной Сибири // Результаты работ по Межведомственной региональной научной программе “Поиск” за 1992-1993г.г., ч. 2 / Под ред. А.Э.Конторовича и В.С.Суркова. – Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН, 1995. С. 75-76.
248. Муратов В.Н. Геология каустобиолитов. – М.: Высшая школа, 1970. – 360 с.
249. Назаревич Б.П., Назаревич И.А., Волкова Т.А. О соответствии степени катагенеза рассеянного ОВ и тонкодисперсного материала материнских пород апт-альба Центрального и Восточного Предкавказья // Органическое вещество современных и ископаемых осадков / Под ред. Н.Б.Вассоевича. – М.: Наука. 1985. С. 121-143.
250. Нгуен Бьеу К вопросу о количественной оценке вторичных изменений песчаных пород // Вестник ЛГУ. - 1973. - № 12. - С. 15-22.
251. Немченко Н.Н., Ровенская А.С. Происхождение природных газов гигантских газовых залежей севера Западной Сибири // Геология нефти и газа. – 1999. - № 1-2. - С. 45-56.

252. Немченко Н.Н., Ровенская А.С., Гиршгорн Л.Ш. Прогноз фазового состояния углеводородов на больших глубинах в Западной Сибири // Геология нефти и газа. – 1989. - № 11. - С. 2-8.
253. Неручев С.Г. К изучению главной фазы нефтеобразования // Современные проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых / Под ред. В.Е.Хаина. – М.: Наука, 1973. С. 43-48.
254. Неручев С.Г. Катагенез рассеянного органического вещества и генерация нефти и газа в процессе погружения осадков // ДАН СССР. – 1970. Т. 194. - С. 1186-1189.
255. Неручев С.Г., Вассоевич Н.Б., Лопатин Н.В. О шкале катагенеза в связи с нефтегазообразованием // Горючие ископаемые. Проблемы геологии нафтидов и битуминозных пород / Под ред. Н.Б.Вассоевича. – М.: Наука, 1976. С. 47-62.
256. Неручев С.Г., Парпарова Г.М. О роли геологического времени в процессах метаморфизма углей и рассеянного органического вещества пород // Геология и геофизика. – 1972. - № 10. - С. 3-10.
257. Неручев С.Г., Рогозина Е.А., Капченко Л.Н. Главная фаза газообразования – один из этапов катагенетической эволюции сапропелевого рассеянного органического вещества // Геология и геофизика. – 1973. - № 10. - С. 14-16.
258. Нестеров И.И. Уплотнение глинистых пород // Советская геология. – 1965. - №12. – С. 69-80.
259. Нестеров И.И. Критерии прогнозов нефтегазоносности. – Тюмень: Тр. ЗапСибНИГНИ. 1969. Вып. 15. - 336 с.
260. Нестеров И.И. Фундаментальная геологическая наука – основа развития газовой и нефтяной индустрии севера Западной Сибири // Повышение эффективности освоения газовых месторождений крайнего севера / Под ред. Р.И.Вяхирева. – М.: Наука, 1997. С. 139-144.
261. Нестеров И.И. Генезис и формирование залежей углеводородного сырья // Геология нефти и газа. – 2004. - № 2. – С. 38-47.
262. Нестеров И.И., Бочкарев В.С. Триас-юрский период развития Западной Сибири // Теоретические и региональные проблемы геологии нефти и газа / Под ред. И.С.Грамберга. – Новосибирск: Наука, 1991. С. 110-116.
263. Нестеров И.И., Рыльков А.В., Гончаров И.В. Методология группирования геолого-геохимических показателей для выяснения закономерностей формирования залежей углеводородов // Закономерности формирования скоплений нефти и газа в

платформенных нефтегазоносных провинциях СССР / Под ред. С.Г.Неручева. – Л.: ВНИГРИ, 1985. С. 47-61.

264. Нестеров И.И., Ставицкий Б.П., Курчиков А.Р. Соотношение современных и максимальных палеотемператур в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты // Изв. АН СССР, сер. геол. – 1982. - № 12. - С. 112-120.

265. Нестеров И.И., Шпильман В.И. Теория нефтегазонакопления. – М.: Недра, 1987. – 232 с.

266. Нефтегазогенерационный потенциал на больших глубинах // И.Д.Полякова, Г.Ч.Борукаев, Г.Н.Перозио, М.Ф.Соколова / Доклады РАН. – 1995. Т.345. - №2. - С.236-239.

267. Нефтегазоносность больших глубин // Ю.Т.Афанасьев, Ю.С.Кувыкин, Н.Е.Оводов и др. – М.: Наука, 1980. - 120 с.

268. Нефтегазоносность глинистых пород Западной Сибири // И.И.Нестеров, И.Н.Ушатинский, А.Я.Малыхин и др. – М.: Недра, 1987. - 256 с.

269. Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Вып. 2. Западно-Сибирский бассейн // А.Э.Конторович, В.С.Сурков, А.А.Трофимук и др. – Новосибирск: Февраль, 1994.-201с.

270. Нефтегазообразование и прогноз фазового состояния углеводородов на больших глубинах по данным минералотермобарических и геохимических исследований // Б.И.Маевский, В.Л.Плужникова, Л.П.Носик, Е.С.Тараканова / Условия нефтегазообразования на больших глубинах; Под ред. С.Н.Симакова.– М.: Наука, 1988. С. 200-206.

271. Нефтепроизводящие свойства отложений среднего палеозоя Нюрольского бассейна // И.А.Олли, Л.И.Богородская, Н.М.Бабина и др. / Современные геохимические методы диагностики нефтематеринских отложений; Под ред. А.Э.Конторовича. – М.: Наука, 1986. С. 95-107.

272. Нефтепроизводящие толщи и условия образования нефти в мезозойских отложениях Западно-Сибирской низменности / А.Э.Конторович, Н.М.Бабина, Л.И.Богородская и др. – Л.: Недра, 1967. - 224 с.

273. Нефть и газ больших глубин / М.С.Моделевский, Г.С.Гуревич, Е.М.Хартуков и др. – М.: Недра, 1983. - 224 с.

274. Новейшая тектоника нефтегазоносных областей Сибири // И.П.Варламов, Р.О.Галабала, П.П.Генералов и др.–Новосибирск:Тр. СНИИГГиМС. 1981. Вып.285.-239с.

275. Новые данные по вещественно-петрографическому составу и степени катагенеза рассеянного органического вещества баженовской свиты Западной Сибири и хадумского горизонта Восточного Предкавказья // Г.М.Парпарова, А.В.Жукова, Е.Л.Виноградова и др. / Органическое вещество, процессы его превращения и генерации углеводородов в условиях свободного и затрудненного оттока флюидов; Под ред. С.Г.Неручева и Г.М.Парпаровой. – С-Петербург: Недра, 1993. С. 8-25.

276. Новые данные по экспериментальному изучению преобразования органического вещества с использованием механических полей // А.А.Трофимук, Н.В.Черский, В.П.Царев, Г.И.Сороко / ДАН СССР. – 1981. Т. 257. - № 1. - С. 207-211.

277. Об источнике нефтей, обнаруженных в коре выветривания и кровле палеозойского фундамента на площадях Среднего Приобья // Н.В.Лопатин, Т.П.Емец, О.И.Симоненкова, Ю.И.Галушкин / Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 1997. - № 7. - С. 7-22.

278. Овнатанова Н.С., Петросьянц М.А. Палеотермометрирование по окраске конодонтов и спор // ДАН СССР. – 1984. Т. 276. - № 6. - С. 1446-1449.

279. Озеранская Л.С. Некоторые закономерности пространственного распространения нормальных алканов и изопреноидов нефтей и конденсатов месторождений Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Молекулярная геохимия нефтегазоносных отложений Западной Сибири / Под ред. И.И.Нестерова. – Тюмень: Тр. ЗапСибНИГНИ. 1982. Вып. 174. С. 43-51.

280. О природе нефти из палеозойских отложений Ханты-Мансийской впадины Западной Сибири // В.Л.Барсуков, Э.М.Галимов, Н.В.Лопатин и др. / ДАН СССР. – 1985. Т. 283. - № 1. - С. 184-187.

281. О природе сигналов ЭПР в углях различной степени метаморфизма / Ю.Б.Тютюнников, И.С.Ромоданов, Л.Г.Синцеров, А.В.Гребенчук // Химия твердого топлива. – 1968. - № 4. – С. 113-135.

282. Органическое вещество нижнеюрских отложений юго-востока Западной Сибири // И.А.Олли, Л.И.Богородская, И.Н.Зиновьева и др. / Геология и нефтегазоносность триас-среднеюрских отложений Западной Сибири; Под ред. В.С.Суркова. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1991. С. 91-99.

283. Органическая геохимия мезозойских нефтегазоносных отложений Сибири / А.Э.Конторович, И.Д.Полякова, О.Ф.Стасова и др. – М.: Недра, 1974. – 188 с.

284. Органическая геохимия палеозойских отложений юга Западно-Сибирской плиты / В.С.Вышемирский, Н.П.Запивалов, Ж.О.Бадмаева и др. – Новосибирск: Наука, 1984. - 192 с.

285. Органическая геохимия триас-юрских отложений в Тюменской сверхглубокой скважине СГ-6 // А.Э.Конторович, А.Н.Фомин, В.П.Данилова и др. / Геология и проблемы поисков новых крупных месторождений нефти и газа в Сибири. Часть 1; Под ред. А.Э.Конторовича и В.С.Суркова. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1996. С. 112-116.

286. Органическая геохимия молекул-биомаркеров – новое направление в исследованиях нефтяных Сибирской платформы // В.А.Каширцев, О.Н.Чалая, И.Н.Зуева, Н.П.Меметова / Наука и образование. – 1998. - № 2(10). – С. 69-74.

287. Орлова Л.В. Новый метод количественной оценки степени изменения структуры обломочных пород. // Реферативная информация о законченных НИР в вузах СССР. – Киев: Высшая школа, 1974. Вып. 8. С. 16-17.

288. Осадчий В.Г. Геотермия зон нефтегазоаккумуляции: Дисс. д-ра. г.-м. н. – Львов, 1990. - 298 с.

289. Основы геологии горючих ископаемых / В.В.Семенович, И.В.Высоцкий, Ю.И.Корчагина и др. - М.: Недра, 1987. - 397 с.

290. Основные представления о нефтегазоносности больших глубин // М.Д.Белонин, С.Г.Неручев, С.Н.Симаков, В.П.Якуцени /Критерии и методы прогнозирования нефтегазоносности больших глубин; Под ред. С.Н.Симакова. – Л.: ВНИГРИ, 1990. С. 15-35.

291. Особенности развития первично-миграционных процессов в отложениях бажендовской свиты Западной Сибири // С.Н.Белецкая, Р.С.Сахибгареев, Г.В.Маевская, Л.И.Сергиенко / Современные геохимические методы диагностики нефтематеринских отложений; Под ред. А.А.Трофимука. – М.: Наука, 1986. С. 121-130.

292. Палеогеотермические критерии размещения нефтяных залежей // И.И.Аммосов, В.И.Горшков, Н.П.Гречишников, Г.С.Калмыков. – М.: Недра, 1977. – 156 с.

293. Палеотемпературы зон нефтеобразования // И.И.Аммосов, Б.Г.Бабашкин, Н.П.Гречишников и др. – М.: Наука, 1975. – 112 с.

294. Парпарова Г.М. Изучение рассеянного органического вещества пород петрографическими методами // Тр. ВНИГРИ. 1963. Вып. 220. С. 273-302.

295. Парпарова Г.М. Метаморфизм органического вещества мезозойских отложений Сургутского района (Западно-Сибирская низменность) // Геология и геофизика. – 1966. - № 7. - С. 11-23.
296. Парпарова Г.М., Жукова А.В. Углепетрографические методы в изучении осадочных пород и полезных ископаемых. – Л.: Недра, 1990. - 308 с.
297. Парпарова Г.М., Жукова А.В., Каплан М.Е. и др. Вещественный состав, степень метаморфизма обугленных растительных остатков и стадий катагенеза вмещающих пород некоторых районов Западно-Сибирской низменности // Тр. ВНИГРИ. 1971. Вып. 294. С. 130-147.
298. Парпарова Г.М., Неручев С.Г. Вещественно-петрографический состав рассеянного органического вещества мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности // Тр. ВНИГРИ. 1971. Вып. 294. С. 3-26.
299. Парпарова Г.М., Чистякова А.С., Крылова Л.И. Методика углепетрографического исследования остаточного органического вещества пород // Литология и полезные ископаемые. – 1966. - № 5. - С. 140-142.
300. Перепечина Е.А. К вопросу о связи между степенью метаморфизма углей и вмещающих пород в угольных месторождениях Урала // Изв. АН СССР, сер. геол. – 1943. - № 5. - С. 82-97.
301. Пероззио Г.Н. Эпигенез терригенных осадочных пород юры и мела центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности. – М.: Недра, 1971. - 118 с.
302. Перспективы нефтегазоносности Западной Сибири // М.К.Коровин, Н.А.Кудрявцев, Д.Л.Степанов и др. / Под ред. Н.А.Кудрявцева. - М.-Л.: Госгеолиздат, 1948. - 407 с.
303. Петров Ал.А. Углеводороды нефти. – М.: Наука, 1984. - 419 с.
304. Петров Ал.А. Геохимическая типизация нефтей // Геохимия. – 1994. - №6. - С. 876-891.
305. Петрографические типы углей СССР / А.И.Гинзбург, Е.С.Корженевская, И.Б.Волкова и др. – М.: Недра, 1975. - 247 с.
306. Петрография углей СССР. Основы петрографии углей и методы углепетрографических исследований / И.Б.Волкова, И.Э.Вальц, О.И.Гаврилова и др. - Л.: Недра, 1982. - 191 с.
307. Петрология органических веществ в геологии горючих ископаемых / И.И.Аммосов, В.И.Горшков, Н.П.Гречишников и др. – М.: Наука, 1987. - 336 с.

308. Петрология углей / Э.Штах, М.Т.Маковски, М.Тейхмюллер и др. – М.: Мир, 1978. - 554 с.
309. Петросьянц М.А., Овнатанова Н.С. Оптические методы определения катагенеза и метаморфизма органического вещества // Обз. инф. ВНИИ орг., упр. и экон. нефтегаз. пром-ти. Нефтегазовая геология и геофизика. – 1982. - № 10/30. - 28 с.
310. Петросьянц М.А., Овнатанова Н.С. Палиноморфы и конодонты как регистраторы катагенеза и метаморфизма органического вещества // Известия вузов. Геология и разведка. – 1983. - № 2. - С. 34-39.
311. Петросьянц М.А., Овнатанова Н.С. Роль микрофоссилий в определении степени катагенеза органического вещества // Итоги науки и техники ВИНТИ. Общ. геол. – 1985. - № 19. - С. 5-12.
312. Пиролиз как метод изучения нефтегазогенерационного потенциала материнских пород // А.Э.Конторович, В.Н.Меленевский, А.С.Фомичев, Г.Ю.Шведенков / Геология нефти и газа. – 1986. - № 12. - С. 36-41.
313. Погребницкий Е.О. К вопросу о метаморфизме углей Донбасса // Советская геология. – 1964. - № 11. – С. 106-108.
314. Полякова И.Д. Принципиальная схема нафтидогенеза и сопутствующие металлонакопления // Результаты работ по Межведомственной научной программе “Поиск” за 1992-1993 г.г., ч. 1 / Под ред. А.Э.Конторовича и В.С.Суркова. – Новосибирск: ОИГГ и М СО РАН, 1995. С. 48-54.
315. Полякова И.Д., Борукаев Г.Ч. Органическая геохимия юрских и триасовых отложений Тюменской скважины СГ-6 в интервале глубин 3987-6424м // Тюменская сверхглубокая скважина (интервал 0-7502 м). Результаты бурения и исследования / Под ред. В.Б.Мазур. – Пермь: КамНИИКИГС, 1996. С. 253-263.
316. Порфирьев В.Б. Метаморфизм ископаемых углей. – Львов: ЛГУ, 1948. – 182с.
317. Полякова И.Д., Борукаев Г.Ч. Геохимия органического вещества осадочно-вулканогенного триаса на больших глубинах Западно-Сибирской плиты // Геохимия. – 1999. - № 5. – С. 516-521.
318. Посыльный В.Я. О метаморфизме углей Сахалина // Вопросы геологии угля / Под ред. К.И.Сатпаева. – Алма-Ата: КазССР, 1962. С. 47-58.
319. Посыльный В.Я. О термальном метаморфизме углей // Геология и геофизика. - 1961. - № 6. – С. 21-25.

320. Потеряева В.В. Геологические особенности размещения крупных скоплений нефти и газа в нефтегазоносных бассейнах // Геология нефти и газа. – 1971. - №8. - С.28-32.
321. Потонье Г. Происхождение каменного угля и других каустобиолитов. Пер. с франц. // Под ред. А.Н.Криштофовича. – Л.: ОНТИ, 1934. - 204 с.
322. Предтеченская Е.А., Вакуленко Л.Г., Злобина О.Н. Катагенез песчаников нижне-среднеюрских отложений Уренгойского района // Геология и геофизика. – 1993. - № 7. - С. 70-80.
323. Преображенская Г.С., Клычева Н.Ю., Иванова К.П. Геологические закономерности распространения крупных месторождений нефти и газа в СССР. - Л.: Недра, 1971. – 175 с.
324. Проблема нефтеносности палеозоя на юго-востоке Западно-Сибирской плиты / М.А.Алексеева, О.И.Богущ, В.С.Вышемирский и др. – Новосибирск: Наука, 1976. - 240 с.
325. Прогнозирование крупных зон нефтегазонакопления в рифейско-фанерозойских комплексах Западной Сибири // Н.П.Запивалов, В.А.Каштанов, Н.П.Кирда, С.А.Степанов / Теоретические и региональные проблемы геологии нефти и газа; Под ред. И.С.Грамберга и Н.Л.Добрецова. – Новосибирск: Наука, 1991. С. 143-152.
326. Прозорович Г.Э. Влияние катагенеза на качество ловушек и вертикальное перераспределение углеводородов // Рассеянное органическое вещество горных пород и методы его изучения / Под ред. А.Э.Конторовича и В.А.Успенского. – Новосибирск: Наука, 1977. С. 40-42.
327. Прозорович Г.Э. О перспективах открытия газоконденсатных месторождений на севере Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна // Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. – 1973. - № 11. – С. 36-42.
328. Раабен В.Ф. Размещение нефти и газа в регионах мира. – М.: Наука, 1978. - 144с.
329. Распределение и состав аквабитумоидов в отложениях Тымско-Кетского доюрского осадочного бассейна // А.Э.Конторович, В.П.Данилова, И.А.Иванов, Г.П.Худорожков / Проблемы геологии и нефтегазоносности доюрских отложений Западно-Сибирской плиты; Под ред. О.Г.Жеро и В.С.Суркова. – Новосибирск: Тр. СНИИГГиМС, 1977. Вып. 255. С. 63-70.
330. Рассел У.Л. Основы нефтяной геологии. Пер. с англ. // Под ред. Н.Б.Вассоевича и М.К.Калинко – Л.: Гостоптехиздат, 1958. – 620 с.
331. Ревердатто В.В., Волкова Н.И. Моделирование термического метаморфизма нефтеносных пород вблизи траппов // Динамические и физико-химические модели

магматогенных процессов / Под ред. В.А.Кузнецова. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 8-12.

332. Решения Межведомственного совещания по рассмотрению и принятию региональной стратиграфической схемы палеозойских образований Западно-Сибирской равнины // В.С.Бочкарев, Ф.Г.Гурари, В.Н.Дубатов и др. / Под ред. В.И.Краснова: - Новосибирск: СНИИГГиМС. - 1999. – 80 с.

333. Решетко А.Н., Пермитина К.С. К вопросу о влиянии окисления на отражательную способность витринита углей // Подготовка и коксование углей / Под ред. О.А.Волковой. – Свердловск: СГУ, 1965. - С. 34-43.

334. Ровенская А.С. Геохимия и закономерность распределения природных газов северной части Западно-Сибирской нефтегазоносной низменности: Автореф. дисс. к. г.-м. н. - М.: 1971. - 20 с.

335. Ровенская А.С., Немченко Н.Н. Раздельный прогноз и формирование углеводородных систем // Под ред. Н.А.Еременко. – М.: Наука, 1989. - 128 с.

336. Ровнина Л.В. Особенности рассеянного органического вещества (РОВ) нижнесреднетриасовых пород Западной Сибири // Новые идеи в геологии и геохимии нефти и газа: Тез. докл. - М.: МГУ, 1999. С. 206-207.

337. Ровнина Л.В. Палинологический метод определения уровня катагенеза органического вещества // Палинология в СССР / Под ред. Е.Д.Заклинской. – М.: Наука, 1980. С. 20-22.

338. Ровнина Л.В., Ручнов В.И. Палинология в диагностике нефтегазоматеринских отложений // Геохимия современных и ископаемых осадков / Под ред. А.В.Сидоренко и Н.Б.Вассоевича. – М.: Наука, 1982. С. 227-232.

339. Рогозина Е.А. Газовая фаза различных типов рассеянного органического вещества // Генезис нефти и газа / Под ред. М.Ф.Мирчинка. – М.: Недра, 1967. С. 82-86.

340. Рожкова К.Г. Катагенетическое преобразование рассеянного органического вещества в системах открытого и закрытого типа мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты // Органическое вещество, процессы его превращения и генерации углеводородов в условиях свободного и затрудненного оттока флюидов / Под ред. С.Г.Неручева и Г.М.Парпаровой. – С-Петербург: Недра, 1993. С. 41-52.

341. Ростовцев Н.Н. Опыт составления прогнозных карт на нефть и газ для территории Западно-Сибирской низменности. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1961. -22 с.

342. Рудкевич М.Я., Озеранская Л.С. Геохимические критерии формирования нефтяных и нефтегазоконденсатных месторождений (на примере Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна) // Основные принципы формирования залежей нефти и газа / Под ред. С.П.Максимова и В.В.Пайразян. – М.: Наука, 1983. С. 94-104.

343. Ручнов В.И. Абсорбция споринита в видимой области как показатель катагенеза ископаемого органического вещества // Известия вузов. Геология и разведка. – 1977. - № 1. – С. 26-30.

344. Ручнов В.И. Количественные измерения оптических свойств микрофитофоссилий и их применение при поисках нефти и газа // Современные аспекты применения палинологии в СССР / Под ред. С.И.Пуртовой. – Тюмень: ЗапСибНИГНИ. 1983. Вып. 178. С. 39-47.

345. Ручнов В.И., Назаревич И.А., Смирнова С.Б. Инструментально-микроскопические исследования микрофитофоссилий (на примере мезозойских отложений Северный Русский хутор) // Накопление и преобразование органического вещества современных и ископаемых осадков / Под ред. Н.Б.Вассоевича. – М.: Наука, 1978. С. 193-196.

346. Ручнов В.И., Островский С.М., Грицун Ю.Г. Применение показателя абсорбции спорополенина для оценки нефтематеринского потенциала разновозрастных отложений // Геология и геофизика. – 1987. - № 11. - С. 36-41.

347. Рыльков А.В., Потеряева В.В. Вертикальная зональность в распределении жидких и газообразных углеводородов в мезозое Западной Сибири // Тр. ЗапСибНИГНИ. 1979. № 148. С. 20-24.

348. Рычков В.М., Рычкова С.И. О нефтегазоносности Алтая // Геологическое и горное образование. Геология нефти и газа. – Мат-лы междунар. техн. конф. «Горно-геологическое образование в Сибири. 100 лет на службе науки и производства / Под ред. Б.Д.Васильева и И.В.Гончарова. – Томск: ТПУ, 2001. С. 228-232.

349. Соловьев А.В. Некоторые закономерности в распределении нефтей и связь с процессами формирования ее залежей // Проблема происхождения нефти и газа и условия формирования их залежей / Под ред. Н.Б.Вассоевича. – М.: Гостоптехиздат, 1960. С. 468-471.

350. Савкевич С.С. О количественной оценке интенсивности катагенеза в песчаных породах // 3-е Всесоюзное совещание по гранулярным и трещинным коллекторам нефти и газа: Тез. докл. – М.: МГУ, 1965. – С. 26-29.

351. Сарбеева Л.И. К вопросу об измерении отражательной способности углей // Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород / Под ред. Г.А.Иванова и Е.О.Погребницкого. – Л.: Наука, 1968. С. 50-67.

352. Сарбеева Л.И., Крылова Н.М. Отражательная способность микрокомпонентов углей метаморфического ряда // Вопросы метаморфизма углей и эпигенеза вмещающих пород / Под ред. Г.А.Иванова и Е.О.Погребницкого. – Л.: Наука, 1968. С. 87-106.

353. Свойства и строение рассеянного органического вещества осадочных пород // П.Ф.Андреев, В.В.Иванцова, Н.Н. Полякова, Н.П.Силина / Методы исследования органического вещества. – Л.: Гостоптехиздат, 1955. С. 171-187.

354. Сергиенко С.Р., Таимова Б.А., Талалаев Е.И. Высокомолекулярные неуглеводородные соединения нефти. Смолы и асфальтены. – М.: Наука, 1979. - 270 с.

355. Сергиенко С.И. Аномалии теплового потока в нефтегазоносных структурах // Изв. АН СССР, сер. геол. – 1988.- № 2. – С. 115-124.

356. Симаков С.Н. Пространственное размещение и условия залегания нефти и газа на глубинах более 4500м в СССР и США // Результаты и предпосылки поисков нефти и газа на больших глубинах / Под ред. С.Н.Симакова. – Л.: ВНИГРИ. 1978. С. 78-107.

357. Скок В.И. О ступенях глубинного метаморфизма ископаемых углей // Изв. АН СССР, сер. геол. – 1954. - № 6. - С. 85-93.

358. Скок В.И. Причины метаморфизма ископаемых углей и опыт классификации основных типов его // Геология углей Сибири и Дальнего востока / Под ред. И.Н.Звонарева. – М.: Наука, 1965. С. 67-81.

359. Скок В.И. Тектоника и глубинный метаморфизм угля в Кузнецком бассейне // Советская геология. – 1963. - № 5. - С.19-37.

360. Скоробогатов В.А. Катагенез и газонефтеносность глубокопогруженных юрских отложений на севере Западно-Сибирской плиты // Условия нефтегазообразования на больших глубинах / Под ред. С.Н.Симакова. – М.: Наука, 1988. С. 88-93.

361. Скоробогатов В.А., Леонгардт Н.И., Аверьянов Я.Я. Катагенез и газонефтеносность юрских и нижнемеловых пород арктических районов Западной Сибири // Геология и газоносность газодобывающих областей / Под ред. В.И.Ермакова. – М.: ВНИИГаз, 1989. С. 79-87.

362. Смирнов Я.Б. Тепловое поле территории СССР (пояснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1:10000000). – М.: ГУГК, 1980.

363. Соболев В.С., Парпарова Г.М. О метаморфизме рассеянного органического вещества палеозойских и мезозойских отложений восточной части Прикаспийской впадины в связи с их нефтегазоносностью // ДАН СССР. – 1975. Т. 221. - №3. - С. 722-725.
364. Соболева Е.И. Способ определения катагенеза органического вещества нефтегазоматеринских толщ // Патент на изобретение. – М.: ВНИИГПЭ, МКИ G 01U9/00, № 95100374/25 (000818) от 11.06.96 г.
365. Соколов Б.А. Новые идеи в геологии нефти и газа. – М.: МГУ, 2001. – 480 с.
366. Соколов В.А. Очерки генезиса нефти. – М.: Гостоптехиздат, 1948. - 460 с.
367. Соколов В.А. Процессы образования и миграции нефти и газа. - М.: Недра, 1965. - 276 с.
368. Сороко Т.И., Захарова С.С. Влияние тектоносейсмичности на превращение органического вещества современных осадков // Литология и полезные ископаемые. – 1990. - № 2. - С. 130-134.
369. Софиев И.С., Горленко И.А., Семашева И.Н. Некоторые факты о влиянии среды осадка на свойства микрокомпонентов угля // ДАН СССР. – 1969. Т.152. -№2. - С.438-440.
370. Спейт Д., Поконова Ю.В. Структуры и химические превращения нефтяных асфальтенов // Нефтехимия. – 1982. Т. 22. - № 1. - С. 3-20.
371. Справочник по геохимии нефти и газа / С.Г.Неручев, Е.А.Рогозина, В.К.Шиманский и др. – С-Петербург: Недра, 1998. - 576 с.
372. Ставицкий Б.П. Геотермические условия Западно-Сибирской низменности // Геология СССР, т. 44, Западно-Сибирская низменность, ч. II. Нефтегазоносность и гидрогеологические условия. – М.: Недра, 1964. – 275с.
373. Стадников Т.Л. Происхождение ископаемых углей и нефти. – М.: АН СССР, 1937. - 611 с.
374. Станов В.В. Метаморфизм углей // Химия и генезис твердых горючих ископаемых. – М.: АН СССР, 1953. С. 32-35.
375. Станов В.В. О катагенезе углей // Изв. АН СССР, сер. геол. – 1980. - № 5.-С. 113-123.
376. Стасова О.Ф., Ларичев А.И., Ларичкина Н.И. Типы нефтей юрских резервуаров юго-восточной части Западно-Сибирской плиты //Геология нефти и газа. – 1998.-№7. – С. 4-11.
377. Степанов Д.А. К геологии Троицко-Челябинского района // Труды ИГРИ. Сер. Б. 1934. Вып. 44. С. 45-56.

378. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система. // Б.Н.Шурыгин, Б.Л.Никитенко, В.П.Девятков и др. / Под ред. Б.Н.Шурыгина - Новосибирск: СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 480 с.
379. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Триасовая система // А.М.Казаков, А.Г.Константинов, Н.И.Курушин и др. // Под ред. А.М.Казакова. - Новосибирск: СО РАН, филиал «Гео», 2002. – 322 с.
380. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Палеозой Западной Сибири // Е.А.Елкин, В.И.Краснов, Н.К.Бахарев и др. / Под ред. Е.А.Елкина и В.И.Краснова. - Новосибирск: СО РАН, филиал «Гео», 2001. – 163 с.
381. Страхов Н.В., Логвиненко Н.В. О стадиях осадочного породообразования и их наименовании // ДАН СССР. – 1959. Т. 125. - № 2. - С. 389-392.
382. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Том I. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. – М.: АН СССР, 1962. - 212 с.
383. Строганов В.П. О главных фазах генерации газообразных и жидких углеводородов и условия формирования зон нефти – и газообразования // Советская геология. – 1973. - № 9. - С. 65-75.
384. Сурков В.С., Смирнов Л.В., Жеро О.Г. Раннемезозойский рифтогенез и его влияние на структуру литосферы Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. – 1987. - № 9. - С. 3-11.
385. Сюндюков Ш.А. Динамические сейсмические поля и метаморфизм углей // Геология и геохимия нефтегазоносных и угленосных районов Якутии / Под ред. Ю.Я.Большакова. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. С. 134-143.
386. Твердые битумы в составе баженовской свиты Западно-Сибирской плиты // Ю.Н.Занин, Э.Г.Замирайлова, Д.Ю.Давыдов, А.Н.Фомин / Проблемы геологии Сибири: Тез. докл. научн. конф. – Томск: ТГУ, 1996. Т. 2. С. 117-118.
387. Тейхмюллер М., Тейхмюллер Р. Катагенез угля (углефикация) // Диагенез и катагенез осадочных образований / Под ред. Г.Ларсена и Д.В.Чилингара. – М.: Мир, 1971. С. 353-377.
388. Тектоническое строение и история развития Западно-Сибирской геосинеклизы в мезозое и кайнозое // В.А.Конторович, С.Ю.Беляев, А.Э.Конторович и др. / Геология и геофизика. - 2001. - № 11-12. - Т.42. – С.1832-1845.
389. Термический анализ минералов и горных пород // В.П.Иванова, Б.К.Касатов, Т.Н.Красавина, Е.Л.Розинова. – Л.: Недра, 1974. - 399 с.

390. Термическое исследование концентратов ОВ осадочных пород // Н.А.Еременко, Р.А.Твердова, В.С.Фонин, В.Г.Пунапов / Методы оценки нефте – и газоматеринских потенциалов седиментитов. – М.: Наука, 1982. С. 70-80.

391. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Постседиментационные изменения органического вещества в зависимости от литологических типов пород и фациальных условий их накопления // Органическое вещество современных и ископаемых осадков / Под ред. Н.Б.Вассоевича. – М.: Наука, 1971. С. 160-190.

392. Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти. Пер. с англ. – М.: Мир, 1981. - 502 с.

393. Тиссо Б., Пеле Р. Новые данные о механизме генезиса и миграции нефти, математическое моделирование и его применение при разведке // Последние достижения в понимании происхождения, миграции и аккумуляции нефти и газа и соответствующие методы оценки перспектив нефтегазоносности / Под ред. Н.Б.Вассоевича – М.: Внешторгиздат, 1971. С. 75-97.

394. Тихомиров В.И. Геолого-геохимические предпосылки сохранения залежей нефти на больших глубинах // Современные проблемы геологии нефти и газа / Под ред. Е.Б.Грунуса и Н.А.Крылова. – М.: Научный мир, 2001. С. 146-152.

395. Топорец С.А. О метаморфизме ископаемых углей и геотермическом градиенте угленосных формаций // Угленосные формации некоторых регионов СССР/ Под ред. А.К.Матвеева.– М.: АН СССР, 1961. С. 47-58.

396. Травин А.Б. К вопросу о метаморфизме ископаемых углей // Тр. ГГИ ЗСФАН СССР. – Новосибирск, 1950. № 11. С. 17-28.

397. Травин А.Б. О метаморфизме углей // Химия и генезис твердых горючих ископаемых. – М.: АН СССР, 1953. С. 56-62.

398. Триас Западной Сибири (материалы к стратиграфическому совещанию по мезозою Западно-Сибирской плиты // Под ред. А.М.Казакова. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2001. – 226 с.

399. Трофимук А.А. Нефть и природный газ Сибири // Вестник АН СССР. – 1964. - № 6. - С. 37-44.

400. Трофимук А.А. Сорок лет борения за развитие нефтегазодобывающей промышленности Сибири. – Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. – 369 с.

401. Трушков П.А. Метаморфизм органического вещества в мезозойских отложениях центральной части Западно-Сибирской низменности // Геология

нефтегазоносных районов Западно-Сибирской низменности / Под ред. Ф.Г.Гурари. – Новосибирск: Тр. СНИИГГиМС. 1966. Вып. 47. С. 156-166.

402. Трушков П.А., Фомичев А.С. Катагенез органического вещества доюрского комплекса юго-восточной части Западно-Сибирской плиты // Тр. СНИИГГиМС. 1976. Вып. 231. С. 107-110.

403. Тюменская сверхглубокая скважина как опорный разрез для изучения показателей нефтегазоносности ниже освоенных промышленностью глубин на севере Западно-Сибирской НГП // Ю.А.Ехлаков, А.А.Диковский, Г.И.Титова, М.Г.Фрик / Тез. докл. Всерос. научно-практич. конф. "Критерии оценки нефтегазоносности ниже промышленно освоенных глубин и определение приоритетных направлений геологоразведочных работ" – Пермь: Звезда, 2000. С. 116-118.

404. Углеводороды-биомаркеры в нефтях Среднего Приобья (Западная Сибирь) // А.Э.Конторович, К.Е.Петерс, Д.М.Молдаван и др. / Геология и геофизика. – 1994. - № 10. - С. 3-34.

405. Условия формирования и закономерности размещения нефти и газа в свете представлений о биогенном генезисе нефти (на примере Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна) // Г.Ф.Гурари, А.Э.Конторович, К.И.Микуленко и др. / Генезис нефти и газа; Под ред. М.Ф.Мирчинка. – М.: Недра, 1967. С. 562-569.

406. Успенский В.А. Классификация рассеянного органического вещества пород под углом зрения диагностики нефтематеринских отложений // М-лы методич. совещ. работников научно-исслед. лабор. геол.-разв. организ. – Л.: ВНИГРИ, 1957. С. 229-249.

407. Успенский В.А., Кичуева У.О. К характеристике форм нахождения органического вещества в осадках // Тр. ВНИГРИ. 1971. Вып. 294. С. 82-93.

408. Успенский В.А., Радченко О.А. Схема генетической классификации горючих ископаемых // Тр. ВНИГРИ. 1953. Вып. 2. С. 43-47.

409. Ушатинский И.Н., Нестеров И.И., Григорьева Г.Ф. Катагенез и нефтегазоносность мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты // Тр. ЗапСибНИГНИ. 1972. Вып. 14. С. 1-5.

410. Ушатинский И.Н., Рыльков А.В. Литогеохимические показатели перспектив нефтегазоносности триас-юрских отложений на севере Западной Сибири // Критерии оценки нефтегазоносности ниже промышленно освоенных глубин и определение приоритетных направлений геолого-разведочных работ: Тез. докл. Всерос. научно-практич. конф. – Пермь: Звезда, 2000. С. 25-26.

411. Фации метаморфизма / Н.Л.Добрецов, В.В.Ревердатто, В.С.Соболев, Н.В.Соболев; Под ред. В.С.Соболева. – М.: Недра, 1970. – 432 с.
412. Фенантрены, ароматические стераны и дибензотиофены в юрских отложениях Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна и их значение для органической геохимии // А.Э.Конторович, В.Н.Меленевский, Е.Н.Иванова, А.Н.Фомин / Геология и геофизика. - 2004. - Т.45. - №7. — С.873-883.
413. Ферсман А.Е. Геохимия России. – Л.: Химтехиздат, 1922. – 214 с.
414. Фомин А.Н. Взаимосвязь катагенеза рассеянного органического вещества и литификации вмещающих толщ на примере доюрских отложений юго-востока Западно-Сибирской плиты // Вопросы изучения осадочной оболочки Земли / Под ред. П.П.Кузнецова. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 6-10.
415. Фомин А.Н. Глубинная зональность катагенеза рассеянного органического вещества в доюрских отложениях юго-востока Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. – 1984. - № 1. - С. 9-15.
416. Фомин А.Н. Диагностика стадий катагенеза по отражательной способности псевдовитринита // Методы исследования природных органических веществ / Под ред. А.А.Трофимука. – Новосибирск: Наука, 1985. С. 32-37.
417. Фомин А.Н. Измерение отражательной способности витринита в полированных шлифах // Геология и геофизика. – 1981. - № 12. - С. 130-132.
418. Фомин А.Н. К проблеме взаимосвязей отражательной способности витринита с литологическими особенностями осадочных пород // Литология и полезные ископаемые. – 1989. - № 4. - С. 74-83.
419. Фомин А.Н. Катагенез доюрских отложений на юго-востоке Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. – 1980. - № 5. - С. 139-143.
420. Фомин А.Н. Катагенез и перспективы нефтегазоносности глубоких горизонтов палеозоя Нюрольского бассейна // Геолого-геофизические исследования Сибири. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР. 1984 (Деп. в ВИНТИ 13.09.84 № 6223-84 Доп.).
421. Фомин А.Н. Катагенез и перспективы нефтегазоносности глубокозалегающих мезозойских и палеозойских толщ Западно-Сибирской плиты // Китайско-русский симпозиум по нефтегазоносности палеозоя и протерозоя / Под ред. Г.Ю.Ли и А.Э.Конторовича. – Пекин: Китайская нефтяная корпорация, 1995. С. 137-157.
422. Фомин А.Н. Катагенез и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений Среднего Приобья // Геология и геофизика. – 1994. - № 11. - С. 63-70.

423. Фомин А.Н. Катагенез и перспективы нефтегазоносности палеозоя на юго-востоке Западно-Сибирской плиты. – Новосибирск: Наука, 1982. - 104 с.

424. Фомин А.Н. Катагенез и перспективы нефтегазоносности юрских и доюрских отложений Красноленинского свода // Геология и геофизика. – 1992. - № 6. - С. 19-21.

425. Фомин А.Н. Катагенез органического вещества в кровле палеозойских отложений на юго-востоке Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. – 1997. - № 6. Т. 38. - С. 1079-1087.

426. Фомин А.Н. Катагенез органического вещества и перспективы нефтегазоносности юрских отложений северных районов Западно-Сибирского мегабассейна // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса: Материалы к 1-му Всерос. литолог. совещанию. Т. 2. – М: ГЕОС, 2000. С. 336-339.

427. Фомин А.Н. Катагенетические условия нефтегазообразования в осадочных отложениях триаса Западно-Сибирского мегабассейна // Известия ТПУ. Геология и разработка нефтяных и газовых месторождений. Т. 305. Вып. 8. - 2002. - С. 93-96.

428. Фомин А.Н. Катагенетические условия нефтегазообразования в палеозойских отложениях Западно-Сибирского мегабассейна // Геология и геофизика. - 2004. - Т. 45. - № 7. — С. 829-838.

429. Фомин А.Н. Катагенез рассеянного органического вещества и его природа в доюрских отложениях юго-запада Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. – 1987. - № 3. - С. 27-33.

430. Фомин А.Н. Углепетрографические исследования в нефтяной геологии. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. - 166 с.

431. Фомин А.Н., Дочкин Д.А., Красавчиков В.О. Катагенез органического вещества юрских отложений северных районов Западно-Сибирского мегабассейна // Органическая геохимия нефтепроизводящих пород Западной Сибири: Тез. докл. науч. совещ.- Новосибирск: СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. С. 71-77.

432. Фомин А.Н., Конторович А.Э., Красавчиков В.О. Катагенез органического вещества и перспективы нефтегазоносности юрских, триасовых и палеозойских отложений северных районов Западно-Сибирского мегабассейна // Геология и геофизика. – 2001. - № 11-12. - С. 1875-1887.

433. Фомин А.Н., Меленевский В.Н., Данилова В.П. Новые данные по органической геохимии палеозоя Западной Сибири // Результаты работ по Межведомственной

региональной научной программе “Поиск” за 1992-1993г.г., ч. 2 / Под ред. А.Э.Конторовича и В.С.Суркова. – Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН, 1995. С. 20-22.

434. Фомин А.Н., Сараев С.В., Данилова В.П. Горючие сланцы Щучьинского синклинория (восточный склон Полярного Урала) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых залежей. – 2004. - № 1. – С. 42-46.

435. Фомин О.К., Филиппов М.М. О роли естественной радиоактивности в эволюции исходного органического вещества шунгитовых пород //Геохимия.–2000.-№8.-С.904-908.

436. Хант Д.М. Геохимия и геология нефти и газа. – М.: Мир, 1982. - 704 с.

437. Хмелевская Л.В. Показатели преломления гомогенной массы некоторых каустобиолитов // Зап. Всерос. минер. об-ва. 1938. Вып. 2. С. 28-34.

438. Хэлбути М., Кинг Р., Клеим Х. Факторы, обусловившие формирование нефтяных и газовых месторождений- гигантов // Геология гигантских месторождений нефти и газа / Под ред. М.Хэлбути. – М.: Мир, 1973. С. 410-431.

439. Чайковская Э.В. Прогнозирование нефтегазоносности больших глубин на основе учения о вертикальной зональности нефтегазообразования и нефтегазонакопления // Условия нефтегазообразования на больших глубинах / Под ред. С.Н.Симакова – М.: Наука, 1988. С. 46-49.

440. Чарыгин М.М. Почему нужно искать нефть за Уралом // Нефть. – 1933.- №4. – С. 25-37.

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

442. Чахмахчев В.А. О достоверности методов геохимической корреляции нафтидов по их углеводородному составу // Научно-прикладные аспекты геохимии нефти и газа / Под ред. В.И.Тихомирова и В.А.Чахмахчева. – М.: ИГИРГИ, 1991. С. 9-20.

443. Чахмахчев В.А., Тихомиров В.И., Виноградова Т.Л. Термические методы изучения ОВ в нефтегазопроисходной геологии // Обзор ВИЭМС. Серия “Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа”. – М. 1989. – 59 с.

444. Чахмахчев В.А., Пунапова С.А., Виноградова Т.Л. Геолого-геохимический прогноз нефтегазоносности глубоководных отложений севера Западно-Сибирского нефтегазопосного бассейна // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. – 2003. № 8. – С.4-10.

445. Черников О.А. К вопросу о вторичных изменениях осадочных пород // Литология и полезные ископаемые. – 1963. - № 1. - С. 139-142.

446. Черский Н.В., Царев В.П. Влияние слабых акустических полей на преобразование ископаемого органического вещества // Геология и геофизика. – 1977. - № 12. - С. 88-98.
447. Чичуа Б.К. К вопросу изучения начального метаморфизма осадочных пород в связи с их нефтегазоносностью // Азербайджанское нефт. хоз-во. – 1964. - № 7. - С. 6-13.
448. Чичуа Б.К. Проблема связи катагенеза органического вещества и нефтегазоносности осадочных толщ // Петрография и генезис угля / Под ред. Ю.Р.Мазор. – М.: Наука, 1979. С. 194-197.
449. Шакс И.А., Файзуллина Е.М. Инфракрасные спектры ископаемого органического вещества. – Л.: Недра, 1974. - 132 с.
450. Шиманский В.К., Богомолов А.И. Геохимические закономерности в составе легких углеводородов нефти и пути их образования. // Генезис нефти и газа / Под ред. М.Ф.Мирчинка. – М.: Недра, 1967. С. 159-165.
451. Эталоны ИК-спектров поглощения битумоидов для диагностики стадий метаморфизма органического вещества пород и углей // Е.А.Глебовская, В.В.Иванцова, Н.И.Бабинкова и др. / Исследование катагенетических превращений органического вещества; Под ред. С.Г.Неручева. – Тр. ВНИГРИ. 1974. Вып. 353. С. 26-34.
452. Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В. Геохимия и рудогенез урана в черных сланцах. – Сыктывкар, 1990. - 60 с.
453. Юзвицкий А.З., Фомичев А.С., Бостриков О.И. Западно-Сибирский угленосный бассейн // Отечественная геология. – 2000. - № 2. - С. 25-33.
454. Яворский В.И. Условия формирования угленосных Кузнецкого бассейна и их тектоника. – М.: Госгеолтехиздат, 1957. – 74 с.
455. Якуцени В.П. Интенсивное газонакопление в недрах. – Л.: Наука, 1984. - 122 с.
456. Alpern B. Quelques applications geologiques du pouvoir reflecteur des charbons // Commun. Pres. Coll. Intern. Le charbon en tant que roche et matiere premiere. – Freiberg, 1967. – С. 37-45.
457. Baker E.W., Huang W.V., Ranrin J.G. Initial Report, Deep-Sea Drilling Projekt. – 1978. Vol. 41. - 839 p.
458. Barker C.E. Influence of time on metamorphism of sedimentary organic matter in liguid-dominated geolthermal systems, western North America // Geology. – 1983. - № 7. - V. 384-388.

459. Bonnett R., Czechowski F., Hughes P.S. Porphyrin analysis and coal rank- porphyrin index of coalification for bituminous coal // Chem. Geol. – 1991. Vol. 91. - № 2. - P. 193-201.
460. Bostick N.H., Foster J.N. Comparison of vitrinite reflectance in coal seams and in kerogen of sandstones, shales, and limestones in the same part of a sedimentary section // In: Alpern, B. (Ed.): Petrographie organique et potentiel petrolier, CNRS. - Paris, 1975. - S. 14-25.
461. Bostick N.H. Thermal alteration of clastic organic particles as an indicator of contact and burial metamorphism in sedimentary rocks // Geoscience and Man. –1971. - №3.–S. 18-24.
462. Bray E.E., Evans E.D. Distribution of n-paraffins as a clue to recognition of source beds // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1961. Vol. 22. - P. 2-15.
463. Correia H. Contribution a la recherche de zones favorables a la genese du petrole par observation microscopique de la matiere organique figuree// Rev. De Inst. Francais Petrol. – 1969. Vol. 24. - P. 1417-1454.
464. Durand B., Marchand A., Combaz A. Etude de kerogenes par resonance paramagnetique electronique // Advances in Organic Geochemistry 1975, Campos R., Goni J., eds. – Madrid, 1977. - S. 753-780.
465. Epstein A.G., Epstein J.B., Harris L.D. Conodont color alteration an index to organic metamorphism // Geol. Surv. Profess. Pap. – 1977. - № 995. - 28 p.
466. Espitalie J., Deroo G., Marguis F. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications (1^{ere} partie) // Revue de JFPP. – 1985. Vol. 40. - № 6. - P. 755-784.
467. Espitalie J., LaPorte J.L., Mades M., Marguis F. Methode rapide de caracterisation des roches meres de leur potentiel petrolier et de leur degre d'evolution // Rev. de Inst. Francais Petrol. – 1977. Vol. 32. - P. 23-42.
468. Francis W. Normal and Abnormal coalforming Processes // Collieri Eng. – 1955. - № 372. – S. 47-54.
469. Fuller B.L. Relation of oil to carbon ratios of Pennsylvanian coals in North Texas // Econ. Geology. – 1919. Vol. 14. – S. 8-14.
470. Gijzel P. Autofluorescence of fossil pollen and spores with special reference to age determination and coalification // Leidse Geol. Meded. – 1967. - № 40. - S. 263-317.
471. Gransch J.A., Eisma E. Characterization of the insoluble organic matter of sediments by pyrolysis // In: Advances in Organic Geochemistry, Pergamon Press. – 1966. - P. 407-426.
472. Grayson J.F. Relationship of palynomorph translucency to carbon and hydrocarbons in clastic sediments // Petrographie de la matiere organique du sediments, relations avec la paleotemperature et potentiel petrolier. Ed. C. N. R. S. - Paris, 1975. - P. 261-273.

473. Guigley T.M., Mackenzie A.S. The temperatures of oil and gas formation in the subsurface // *Nature*. – 1988. Vol. 333. - № 6173. - P. 549-552.
474. Gutjahr C.M. Carbonization measurements of pollen grains and spores and their application // *Leidse Geol. Mededelingen*. – 1966. Vol. 38. - P. 1-29.
475. Hacquebard P.A. Correlation between coal rank, paleotemperature and petroleum occurrences in Alberta // *Geol. Surv. Can. Paper 75-1*. - 1976, Pt B. – S. 34-41.
476. Hacquebard P.A. Correlation between coal rank, paleotemperature and petroleum occurrences in Alberta // *Tr. VIII mežd. strat. i geol. karbona*. – M.: Nauka, 1979. T. 4.-S. 31-39.
477. Hagemann H.W., Hollerbach A., Welte D.H. Organic geochemical and petrologic changes in coals with increasing rank // *Chem. Geol.* – 1978. S. 18-25.
478. Halbouty M.T. Geology of giant petroleum fields: Introduction // *AAPG Bull.* – 1970. Vol. 14. - S. 1-7.
479. Harris Anita G. Conodont color alteration, an organo-mineral metamorphic index, and its applications to Appalachian basin geology // *Soc. Econ Paleontol. And Miner. Spec. Publ.* – 1979. - № 26. - S. 3-10.
480. Hoels J, Frei M. The isotopic composition of carbonaceous matter in a metamorphic profile from the Swiss Alps // *Geochim. et cosmochim. acta*. – 1976. - № 8. -S. 945-951.
481. Hood A., Gutjahr C.M., Heacock R.L. Organic metamorphism and the generation of petroleum // *AAPG Bull.* – 1975. Vol. 59. - № 6. – S. 986-996.
482. Hower James C., Davis Alan Application of vitrinite reflectance anisotropy in the evaluation of coal metamorphism // *Bull. Geol. Soc. Amer.* - 1981, Part 1. - № 6. - V. 350-366.
483. Huck G., Pappesky K. In Kohlungrreaktionen unter Druck // *Fortschr. Geol. Rheinland und Westfalen*. – 1964. - № 12. – S. 32-41.
484. Hudson H.K. Is the Song of Plenty a Siren Song // *Oil and Gas Journal*. – 1963. - № 24. – P. 61-70.
485. Hunt J.M. Hydrocarbon studies in deep ocean sediments // *Symposium on organic geochemistry of Deep Sea Drilling Project cores*. - Princeton, N.J.: Science Press, 1979. S.6-11.
486. Hutton A.C., Cook A.C. Influence of alginite on the reflectance of vitrinite from Joadia, NSW, and shales containing alginite. –*Fuel*: 1980. Vol. 59. - P. 711-714.
487. Jacob H. Neue Erkenntnisse fuf dem Gebiet der Lumineszenzmikroskopie fossiles Brennstoffe // *Fortschr. Geol. Rhiehiland und Westfalen*. –1964. - Bd. 12. - S. 569-588.
488. Jones R.W., Edison T.A. Microscopic observations of kerogen related to geochemical parameters wich empphasis on thermal maturation // *Simpodium in Geochemistri “Low*

Temperature Metamorphism of kerogen and Clay Minerals". - D.F. Oltz (Ed), Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Pac. Sect. - Los Angeles, 1978. S. 21-29.

489. Juntgen H., Karweil J. Gasbildung und Gasspeicherung in Steinkohlenflozen, Part I and II. Erdol u. Kohle, Erdgas // Petrochem. – 1966. Vol. 19. - P. 251-258.

490. Karweil J. Die Metamorphose der Kohlen vom Standpunkt der physikalischen Chemie // Deutsch. Geol., Gesell., Bd. 107, 1956. - P. 132-139.

491. Kontorovich A.E., Khomenko A.V., Burshtein L.M. Intense basic magmatism in the Tunguska petroleum basin, eastern, Russia // Petroleum Geoscience. – 1997. Vol. 3.-P.359-369.

492. Krewelen D.W. Coal Elsevier. - New York, 1961. - 514 p.

493. Landes K.K. Eometamorphism and Oil and Gas in Time and space // BAAPG. – 1967. Vol. 51/6. - P. 828-841.

494. Leman M.D. Evalution of petroleum generation by hydrous pyrolysis experimentation // Philosophical Transactions of the Royal Society. - London, 1985. Vol. 315. P. 123-134.

495. Mackenzie A.S., Hoffmann C.F., Maxwell J.R. Molecular parameters of maturation in the Toarcian shales, Paris Basin, France-III. Changes in aromatic steroid hydrocarbons // Geochimica et Cosmochimica Acta. – 1981. Vol. 45. - P. 1345-1355.

496. Marchand A., Libert P., Combaz A. Essai de caracterisation physico-chemique de la diagenese de guelgues roches organiques biologiquement homogenes // Rev. Inst. Fr Pet. – 1969. Vol. 1. - P. 3-20.

497. Schoell M., Teschner M., Wehner H. Maturity related biomarker and stable isotope variations and their application to oil/source rock correlation in the Mahakam Delta, Kalimantan // Advances in Organic Geochemistry, J. Wiley and Sons. - New York, 1983. P. 156-163.

498. Murchison D.G. Petrographie aspects of coal structure: reactivity of macerals in laboratory and natural environments // Fuel. – 1991. Vol. 70. - № 3. - P. 269-316.

499. Oberlin A., Boulmier J.L., Durand B. Electron microscope investigation of the structure of naturally and artificially metamorphosed kerogen // Geochim. et Cosmochim. Acta. – 1974. - № 38. – S. 647-649.

500. Organic Petrology / G.H.Teilor, M.Teichmuller, A.Davis и др. – Berlin-Stuttgart: Gebruder Borntraeger, 1998. - 704 p.

501. Ottenjann K., Teichmuller M., Wolf M. Spektrale Fluoreszenz-Messungen an Sporiniten mit Auflicht-Anregung, eine mikroskopische Methode zur Bestimmung des Inkohlungsgrades gering inkohlter Kohlen // Fortschr. Geol. Rheinl. - Westfal, 1974. Vol. 24. P. 1-36.

502. Patteiski K., Teichmuller M. Inkohlungsverlauf, Inkohlungs-Maastabe und klassifikation der Kohlen ayf Grund von Vitrit-Analisen // Brennstoff- Chemi. – 1960. - № 3. - P. 79-84.
503. Peters K.E. Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrylysis // AAPG Bull. – 1986. Vol. 70. - № 3. - P. 318-329.
504. Peters K.E., Moldowan J.M. The biomarker guide: interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments. – New Jersey: Prentice Hall, 1993. - 363 p.
505. Philippi G.T. On the depths, time and mechanism of origin of the heavy to mediumgravity naphthenis crude oils // Geochim. et Cosmochim. Acta. – 1977. Vol. 41. - P. 33-52.
506. Philippi G.T. On the depths, time and mechanism of petroleum generation // Geochimica et Cosmochimica acta. – 1965. Vol. 29. - № 9. - P. 1021-1051.
507. Price L. Geologic time as a parameter of organic metamorphism and vitrinite reflectance as an absolute paleogeotermometer // J. Petrol. Geol. – 1983. Vol. 6. - P. 5-35.
508. Pusey W.C. How to evaluate potential gas and oil sourse rock // World Oil. – 1973. - № 176. - P. 71-75.
509. Reguejo A.G. Quantitative analysis of triterpane and sterane biomarkers: Methodology and applications in molecular maturity studies // Bilogical Markers in Sediments and Petroleum (Moldowan J.M., Albrecht P., Philp R.P.) Prentice Hall. - Englewood Cliffs: N.J., 1992. - P. 223-240.
510. Robert P. Etude petrographique des matiers incolubles par la mesure de leur pouvoir reflecteur // Rev. Just. Trans. Petrole. – 1971. Vol. 26. - № 2. – S. 105-135.
511. Robert P. Histoire geothermique et diagenese organique // Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine. - Pau, 1985. Mem. 8. - 345 p.
512. Roberts J. The thermal history of high-rank coal (Diseussion) colliery Eng. - London, 1955, № 374. Vol. 32. S. 35-43.
513. Rogers H.D. Coal and petroleum // Harpnars new monthly Mag. 27. - 1863.
514. Rogers H.D. On the distribution and probable origin of the petroleum, or rock oil jf Pensylvania // Proc. Philos., soc., Glasgow 4. - London and Glasgow, 1860.
515. Rullkotter J., Marzi R. Natural and artificial maturatijn of biological markers in a Toarcian shale from northern Germany // Organic Geochemistry. – 1988. Vol. 13. - P. 639-645.
516. Saxby J.D. A reassessment of the range of kerogen maturities in which hydrocarbons are generated // J. Petrol. Geol. – 1982. - № 5. - P. 117-128.

517. Scalan R.S., Smith J.E. An improved measure of the odd-even predominance in the normal alkanes of sediment extracts and petroleum // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1970. Vol. 34. - P. 611-620.

518. Seifert W.K., Moldowan J.M. The effect of thermal stress on source-rock quality as measured by hopane stereochemistry // *Physics and Chemistry of the Earth.* – 1980. Vol. 12. P. 229-237.

519. Seifert W.K., Moldowan J.M. Use of biological markers in petroleum exploration // *Methods in Geochemistry and Geophysics (Johns R.B.).* – 1986. Vol. 24. P. 261-290.

520. Seyler C.A. The microscopical examination of coal // *DSJK. Chem. Serv. Nat. Coal Resour.* – 1929. № 16.- S. 43-51.

521. Shibaoka M., Bennett A.J., Gould K.W. Diagenesis of organic matter and occurrence of hydrocarbons in some Australian sedimentary basins // *APEA J.* 13. -Sydney, 1973.-P.73-80.

522. Stahl W.J. Carbon and nitrogen isotopes in hydrocarbon research and exploration // *Chem. Geol.* – 1977. - № 20. - P. 121-149.

523. Staplin F.L. Sedimentary organic matter, organic metamorphism, and oil gas occurrence // *Canadian Petrok. Geol. Bull.* – 1969. - № 17. - P. 47-66.

524. Taylor J.M. Pore-space reduction in sandstones // *Bull. AAPG.* – 1950. - № 34. – S. 54-61.

525. Teichmüller M. Anwendung kohlenpetrographischer Methoden bei der Erdöl und Erdgasprospektion // *Erdöl und Kohle – Erdgas Petrochem.* – 1971. - № 24. - S. 69-76.

526. Teichmüller M. Fluorescence microscopical changes of liptinites and vitrinites during coalification and their relationship to bitumen generation and coking behaviour // *Soc. org. Petrology.* – Houston, 1984. Spec. Publ. - № 1. - 74 p.

527. Teichmüller M. Über neue Macerale der Liptinit-Gruppe und die Entstehung von Mikrinit // *In Beiträge der Kohlenpetrographie zur Prospektion auf Erdöl und Erdgas. Ein Symposium.* - Krefeld, 1974. P. 37-64.

528. Teichmüller M., Durand B. Fluorescence microscopical rank studies on liptinites and coals and comparison with results of the Rock-Eval pyrolysis // *Intern. J. Coal. Geol.* – 1983. Vol. 2. - № 3. - P. 197-230.

529. Teichmüller M., Teichmüller R. Die stoffliche und strukturelle Metamorphose der Kohle // *Geol. Rundsch.* – 1954. Vol. 42. P. 265-296.

530. Teichmüller M., Teichmüller R. Geological causes of coalification // *Coal. Science.* - Washington, 1966. - S. 133-135.

531. Teichmuller M., Teichmuller R. Inkohlungsfragen im Ruhrkarbon // Z. deutsch. Geol. Ges. - 1949. - Vol. 99. - P. 40-77.

532. Ten Haven H.L., Littke R., Rullkotter J. Hydrocarbon biological markers in Carboniferous coals of different maturities // Biological Markers in Sediments and Petroleum. - Prentice Hall, Englewood Cliffs, N.J. - 1992. - P. 142-155.

533. Thomas B.M. Land-Plant source rocks for oil and their significance in Australian basins // J. Austr. Petrol. Explor. Ass. - 1982. Vol. 22. - 164 p.

534. Tissot B.P. Premieres donnees sur les mecanismes et la cinetique de la formation du petrole dans les sediments, Simulation dun schema reactionnel sur ordinateur // Rev. Inst. Fr. Petr. XXIV. - 1969. - Vol. 4. - P. 470-501.

535. Tissot B.P., Pelet R., Ungerer P.H. Thermal History of Sedimentary Basins, Maturation Indices, and Kinetics of Oil and Gas Generation // AAPG Bulletin. - 1987. - Vol. 71. - № 12. - P. 1445-1466.

536. Trotter F.M. The devolatilization equation for South wales coals // Geol. Mag. Hertford. - 1950. Vol. 87. № 3. - S. 14-22.

537. White D. Some relations in origin between coal and petroleum // Journ. Waschington Acad. Sci. - 1915. Vol. 5. - P. 189-212.

538. Waples D.W. Time and temperature in petroleum formation: application of Lopatin's method to petroleum exploration // AAPG Bullitin. - 1980. - Vol. 64. - P. 916-926.

539. Xiaohua J. Regularities of coal metamorphism and oil and gas exploration in the Paleozoic sedimentary rocks of Guizhou // Oil and Gas Geol. - 1983. - № 2. - V. 144-150.

Фондовая литература

540. Комплексная интерпретация геохимических данных, составление атласа среднемасштабных геохимических карт с целью оценки перспектив нефтегазоносности палеозойских и ниже-среднеюрских отложений Томской области // А.И.Ларичев, А.С.Фомичев, Е.И.Соболева и др. - Новосибирск: Фонды СНИИГГиМС, 1997. - 167 с.

541. Оценка перспектив нефтегазоносности территории Алтайского края // А.Э.Конторович, Н.В.Сенников, А.Н.Фомин и др. - Новосибирск: Фонды ИГНГ СО РАН, 2003. - 316 с.

542. Разработка новых спектральных, физико-химических и химических методов анализа фракций нефтей и РОВ // Н.М.Бабина, Л.И.Богородская, Л.Ф.Липницкая и др. - Новосибирск: Фонды СНИИГГиМС, 1982. - 357 с.

543. Травин А.Б. Краткая характеристика петрографического состава, природы, условий накопления и степени метаморфизма углей Западно-Сибирской низменности. – Новосибирск: Фонды ЗСФ АН СССР, 1955.

544. Успенский В.А. Материалы к характеристике битуминологической изученности районов Сибири. – Фонды ТТГУ, 1956. - 116 с.