

С.М. Астахов

Геореактор. Алгоритмы
нефтегазообразования



KONTIKI
exploration

Астахов Сергей Михайлович

Геореактор. Алгоритмы нефтегазообразования

«Целью работы, которую Вы держите в руках, является попытка сказать новое слово в компьютерном и экспериментальном моделировании нефтегазоносности бассейнов с учетом достижений отечественной геологической школы. «Геореактор» — это воспроизведение природных условий нефтегазообразования в химическом реакторе. Алгоритмы нефтегазообразования описывают наши представления о развитии процессов, происходящих в недрах, посредством дискретно обновляемой компьютерной модели, способной с определенной достоверностью воспроизводить признаки природного осадочного бассейна.

Разработана система алгоритмов, позволяющая вывести бассейновое моделирование на новый уровень. Технически, помимо анализа термической истории бассейна, восстановления параметров проницаемости среды, в новой системе предусмотрено восстановление палеотектонических стрессов из геомеханической структурной реконструкции.

Бассейновое моделирование динамично эволюционирует и внедрение методов учета геодинамических процессов при расчетах генерации, миграции, аккумуляции и сохранении углеводородов позволит повысить достоверность оценки ресурсов и эффективности ранжирования поисковых объектов.»



Астахов С.М. занимается поисками нефти и газа. Научные интересы распространяются на факторы преобразования органического вещества, компьютерное и экспериментальное моделирование нефтегазообразования. С 2014 руководит нефтепоисковой компанией «КОНТИКИ». Ранее занимался геологоразведкой в компаниях: Сургутнефтегаз, Краснодарнефтегеофизика, Шлюмберже.

ISBN 978-5-9907003-0-7



9 785 990 700307

kontiki-exploration.com

УДК 550.8, 550.84

ББК 26.21

А 91

Астахов Сергей Михайлович

Нефтепоисковая компания «КОНТИКИ»

353339 РФ, Новороссийск, Мысхако,

ул. Школьная 13 В

S@kontiki-exploration.com

А 91 Астахов С.М. Геореактор. Алгоритмы нефтегазообразования. — Ростов-на-Дону: Контики, 2015. — 256 с., илл.

Настоящая монография — попытка сказать новое слово в компьютерном и экспериментальном моделировании нефтегазоносности бассейнов с учетом достижений отечественных геологических и геохимических научных школ. Понятие «Геореактор» подразумевает попытку воспроизведения природных условий геологической среды в химическом реакторе. Алгоритмы нефтегазообразования описывают развитие процессов, происходящих в недрах, а точнее, наши представления о них, посредством дискретно обновляемой оболочки, называемой компьютерной моделью. Построенная модель способна с некоторой точностью воспроизводить признаки природного осадочного бассейна. На основании построенной модели количественно прогнозируется нефтегазоносность бассейна, зоны нефтегазонакопления, локальной площади, оцениваются ресурсы и ранжируются поисковые объекты.

Монография окажется интересной как для специалистов-практиков, связанных с планированием геологоразведочных работ на всех этапах, так и для научных работников, занимающихся проблемами образования нефтяных и газовых месторождений с традиционными и нетрадиционными ресурсами.

ISBN 978-5-9907003-0-7

Дизайн обложки: Астахов С.М.

© Сергей Михайлович Астахов, 2015

© «КОНТИКИ», 2015

Содержание

Предисловие	7
Предисловие автора	11
Введение.....	14
Резюме	24
Ссылки	25
1. Структура	26
1.1 Разуплотнение	27
1.2 Построение структурного каркаса	29
1.3 Структурная реконструкция	30
Резюме	38
Ссылки	39
2. Литология	40
2.1 Секвенс-стратиграфический анализ 2, 3, 4, 5-го порядка для литологического расчленения.....	40
2.2 Палеобатиметрия	52
Резюме	55
Ссылки	56
3. Температура	57
3.1 Восстановление напряженности теплового поля с использованием граничных значений.....	57
3.2 Закономерности теплового режима недр современных осадочных бассейнов по данным термограмм.....	62
3.3 Конвективный теплообмен в становлении теплового поля.....	71
Резюме	81
Ссылки	82
4. Геохимия	84
4.1 Геохимия органического вещества.....	85
4.2 Кинетика химических реакций преобразования органического вещества.....	97

4.3 Восстановление кинетических спектров	103
4.4 Средние значения генерационных параметров материнских свит осадочных бассейнов РФ.....	108
4.5 Дополнительный фактор преобразования органического вещества	118
4.6 Калибровка полученных результатов	143
4.6.1 Динамокатагенез	143
4.6.2 Стадиальный анализ	167
4.6.3 Декриптизация флюидных включений.....	174
Приложения:	
A. Методы оценки генерационно-эмиграционных параметров	179
B. Библиотека кинетических спектров.....	193
Резюме	202
Ссылки	203
5. Миграция	215
5.1 Давление и проницаемость пород	216
5.2 Первичная эмиграция	226
5.3 Алгоритм миграции	228
5.4 Фазовое состояние и свойства флюидов	236
5.5 Влияние сейсмотектонической напряженности недр на процессы вторичной миграции	242
Резюме	250
Ссылки	251
Заключение	254

Список аббревиатур, сокращений и принятых обозначений

РФ	Российская Федерация
АВПД	Аномально высокое пластовое давление
АК	Апокатагенез
ВЕК	Восточно-Европейский палеоконтинент
ВИНК	Вертикально-интегрированная нефтяная компания
ГЗГ	Главная зона газообразования
ГЗН	Главная зона нефтеобразования
ГРР	Геологоразведочные работы
ГФН	Главная фаза нефтеобразования
ЕАЭС	Евразийский экономический союз
ИГиРГИ	Институт геологии и разработки горючих ископаемых
ИК-спектр	Инфракрасный спектр
ИСТНН	Испытательная система трехосного независимого нагружения
Кинетика	Кинетический спектр реакций преобразования рассеянного органического вещества материнских свит или концентрированных форм органического вещества
КНР	Китайская народная республика
КОВ	Концентрированное органическое вещество
МК	Мезокатагенез
НГМТ	Нефтегазоматеринская толща
НГП	Нефтегазоносная провинция
ОВ	Органическое вещество
ОПБ	Осадочно-породный бассейн
ОСВ	Отражательная способность витринита
ПК	Протокатагенез
ПМЦ	Парамагнитный центр

ПС	Потенциал самополяризации
РОВ	Рассеянное органическое вещество
СО РАН	Сибирское отделение Российской академии наук
ТВИ	Температурно-временной индекс
ТП	Тепловой поток
УВ	Углеводород
УВ-скопление	Скопление углеводородов
УВ-смесь	Смесь углеводородов
УВ-флюид	Углеводородный флюид
УПДК	Условный показатель динамокатагенеза
ФЕС	Фильтрационно-емкостные свойства
ЭГХТ	Экспоненциальная геохронотерма
ЯФ СО РАН	Якутский филиал Сибирского отделения Российской академии наук
Copr	Органический углерод
E_{stress}	Величина снижения энергий активации реакций крекинга керогена при воздействии механической энергии
HI	Водородный индекс
HST	Тракт высокого стояния моря («highstand systems tract», англ.)
IVF	комплекс заполнения врезанной долины («incised valley fill», англ.)
LST	Тракт низкого стояния моря («lowstand systems tract», англ.)
MFS	Поверхность максимального затопления («maximum flooding surface», англ.)
P	Давление
Ro	Отражательная способность витринита в масле
SMST	Окраинно-шельфовый тракт («shelf-margin systems tract», англ.)
SB	Граница секвенции («sequence boundary», англ.)
S2	Интегральный выход углеводородных продуктов реакций термического крекинга керогена в открытой системе Rock-Eval с 300 до 650 гр. С
S1	Интегральный выход углеводородов, присутствующих в породе при нагреве в открытой системе Rock-Eval до 300 гр. С
T	Температура
TS	Трангрессивная поверхность («transgressive surface», англ.)
TST	Трангрессивный тракт («transgressive systems tract», англ.)
WRS	Поверхность волновой эрозии («wave-ravinement surface», англ.)

Предисловие

Читатели данной монографии невольно становятся свидетелями появления незаурядной книги, в которой в популярной форме идет повествование об исключительно сложных проблемах в геологии и неразгаданных еще явлениях. Это заинтересованный рассказ не о том, что известно, а, по сути, самое настоящее научное исследование, очень глубокое и профессиональное, но изложенное просто и доходчиво. Автор как бы приглашает на экскурсию в самые отдаленные лабиринты наших познаний в области происхождения нефти и газа. Появляется желание дойти с ним до конца этой увлекательной экскурсии, но автор честно признается, что смог дойти до той точки в лабиринте, где пока остановился. И как не труден этот путь для автора, и каким бы долгим не было это путешествие для нас, возникает искреннее желание пойти с ним дальше и вместе разобраться до конца, что происходит с материей, когда на породы действуют экстремальные условия, не поддающиеся воображению воздействия факторов преобразования уже сложившихся и образования новых веществ. При этом интересен и важен не конечный пункт в указанном лабиринте, а сам процесс познания, который часто важнее результата.

Автор построил монографию так, как геологи привыкли строить повествование при изучении осадочно-породного бассейна и при бассейновом моделировании перспектив нефтегазонности исследуемой территории, обосновывая выводы исходя из природных и экспериментальных наблюдений. Но и теоретические вопросы, связанные с обоснованием алгоритмов нефтегазообразования и привлекаемыми умозрительными понятиями (например, химический реактор и моделируемые в нем условия и продукты) непременно вложены в природный объект. Автор концентрирует внимание читателя на ключевых вопросах моделирования углеводородных систем: уточнении методики палеотемпературных реконструкций с учетом конвективного теплообмена; адаптации моделей генерации нефти и газа

к наработкам российских геохимических научных школ и теории динамокатагенеза; разработке схем миграции углеводородов, учитывающих современные представления об увеличивающейся скорости процессов. По этим проблемам им собраны по крупицам практически все накопленные отечественные и зарубежные знания и поэтому книга является еще и ценнейшим и единственным в своем роде справочным материалом.

Автор предисловия детально изучал факторы преобразования веществ, и основанные на них методические подходы прогнозирования нефтегазоносности недр, но в сравнении с глубиной проработки этих вопросов в представленной монографии оказался только в начале пути в указанном выше лабиринте знаний. В таком же положении окажутся и другие книги, посвященные данным вопросам. Это о масштабности достигнутых в монографии С. М. Астахова полученных результатов, особенно при учете знакопеременных геодинамических напряжений.

Нет сомнения в том, что разработанные автором алгоритмы моделирования сложных процессов нефтегазообразования окажутся востребованными для принятия решений на всех этапах работ от региональной оценки до разведки месторождений. С этой точки зрения монография окажется полезной как для специалистов-практиков, так и для научных работников, занимающихся проблемами образования нефтяных и газовых месторождений с привычными и нетрадиционными ресурсами. А также для студентов, магистрантов и аспирантов геологического профиля, решивших посвятить себя научному поиску решения еще не исследованных вопросов генезиса нефти и газа. В этом смысле представленная — книга яркий пример служения науке, а ее автор — образец ученого, взявшего на себя тяжкий труд разобраться с одной из самых спорных и неизведанных проблем в геологии.

Ведущий специалист
ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг»,
доктор геолого-минералогических наук,
профессор

А. В. Бочкарев

Геисторическое моделирование процессов генерации нефти и углеводородных газов и последующая история формирования и сохранения их залежей были основной целью автора монографии. Использование современных решений этой уникальной проблемы особенно актуально в связи с возрастающим интересом российских геологов-нефтяников к проблеме открытия новых месторождений и вводу в эксплуатацию уникальных залежей сланцевых нефти и газа.

Первый раздел рассматриваемой работы, «Структура», посвящен общей схеме историко-геологического анализа развития структурного плана осадочного разреза, его геотектонической эволюции. В основе — восстановление структурного плана одномерной модели скважины. Этот раздел работы отражает оригинальный подход автора к построению структурных реконструкций, однако его использование в данной работе имеет су-губо формальный характер.

В втором разделе, «Литология», используются методики прогноза качества пород-коллекторов, региональных и локальных покрышек и анализируются благоприятные геологические условия для накопления и сохранения в осадочном разрезе нефтегазоматеринских толщ и природных резервуаров.

В третьем разделе работы, «Температура», описывается принципиальная схема восстановления палеотемператур с учетом геологических особенностей структурной и литологической моделей и уравнений теплопроводности для осадочных разрезов одномерных «условных» скважин. Положительным моментом данного раздела является создание общей схемы в определении особенностей геотермических режимов термограмм.

В разделе № 4, «Геохимия», подробно рассматриваются вопросы реализации нефтегазогенерационного потенциала керогена на различных этапах катагенетической истории, детально анализируются химико-кинетические спектры реакции геотемпературной эволюции. В итоге, автор представил базу собствен-

ных кинетических спектров по нефтегазоматеринским толщам Российской Федерации. Решающим фактором преобразования керогена в ходе геологической истории автор принимает пластовую палеотемпературу, а в качестве дополнительного — динамокатагенез, а также влияние тектонического стресса.

Заключительный пятый раздел, «Миграция», относится к разряду проблемных и дискуссионных как на уровне первичной миграции в нефтегазоматеринской толще, так и вторичной — в осадочном разрезе. Автор отмечает, что разработана система алгоритмов, использование которых позволит вывести историко-геологическое моделирование процессов нефтегазообразования, миграции в осадочной толще на качественно новый уровень. Реализацию бассейнового моделирования целесообразно выполнить на основе геотектонического и геоморфологического строения изучаемого бассейна и проводить палеотектонический анализ на основе данных геомеханической структурной реконструкции.

Сергею Михайловичу Астахову удалось решить ряд сложных вопросов качественных оценок геодинамического воздействия на процессы генерации, миграции и формирования залежей нефти и углеводородного газа, повысить уровень достоверности оценок ресурсов углеводородов в поисково-оценочных работах.

Главный научный сотрудник
ФГУП ГНЦ РФ ВНИИгеосистем,
доктор геолого-минералогических наук,
профессор

Н. В. Лопатин

Предисловие автора

Целью данной работы является попытка сказать новое слово в компьютерном и экспериментальном моделировании нефтегазоносности бассейнов с учетом достижений именно отечественной геологической школы. Понятие «Геореактор» подразумевает попытку воспроизведения природных условий геологической среды в химическом реакторе. Алгоритмы нефтегазообразования описывают развитие процессов, происходящих в недрах, а точнее, наши представления о них, посредством дискретно обновляемой оболочки, называемой компьютерной моделью. Построенная модель способна с некоторой точностью воспроизводить признаки природного осадочного бассейна.

Впервые принцип детального исследования осадочного бассейна и онтогенеза его нефтегазоносности был предложен Н. Б. Вассоевичем с историко-генетических позиций в серии работ 70-х годов прошлого столетия. Обоснование главной зоны нефтеобразования привело к необходимости прогноза времени, когда материнская осадочная порода погружается в зону образования нефти и начинает ее генерировать. Великий российский геолог предопределил развитие бассейнового моделирования как мультидисциплинарного подхода к изучению объекта исследования: необходимо было историческое прогнозирование палеогеографических, палеотемпературных и палеотектонических условий формирования осадочного бассейна. Настоящая монография имеет структуру, которая согласуется с этапностью построения бассейновой модели. Монография разбита на главы, которые рассматривают процесс моделирования раздельно, по различным геологическим дисциплинам. В первых разделах каждой главы даются основы, необходимые для понимания принципов и алгоритмов программирования и построения модели. По ходу рассмотрения этапов построения модели упор делается на ключевые моменты, от которых зависит чувствительность результатов моделирования. Заключительные параграфы каждой главы затрагивают новые алгоритмы, предлагаемые автором в моделировании нефтегазоносности бассейнов.

Представлены материалы фундаментальных исследований по усовершенствованию алгоритмов моделирования углеводородных систем, которое автор проводит по трем направлениям:

— уточнение методики палеотемпературных реконструкций с учетом конвективного теплообмена;

- адаптация моделей генерации нефти и газа к наработкам российских геохимических научных школ и теории динамокатагенеза;
- разработка, с использованием инвазивной перколяции, схем миграции углеводородов, учитывающих современные представления об увеличивающейся скорости процессов.

Автор также старался собрать в монографии как можно больше фактических данных справочного характера по нефтегазоносным и потенциально нефтегазоносным бассейнам России и СНГ для использования в моделировании. Такими данными являются средние содержания Сорг и водородного индекса по нефтегазоматеринским свитам.

Другой значительной частью монографии является библиотека кинетических спектров реакций преобразования органического вещества по материнским свитам, углям и горючим сланцам России и СНГ. На подготовку библиотеки ушли два года лабораторных исследований. Библиотека является ценнейшим и единственным в своем роде справочным материалом. Работы по восстановлению кинетических спектров по российским бассейнам проведены впервые.

Большое значение имеет раздел, посвященный факторам динамокатагенеза, развивающегося в сложнодислоцированных зонах осадочного чехла. Здесь описана практическая схема восстановления катагенетической зональности и связи с ней процессов генерации углеводородов. Впервые на собственных экспериментальных исследованиях показаны две различные фазы механического воздействия на органическое вещество: механоактивация и механодеструкция. Разработана схема использования механохимического механизма снижения энергий активации при расчетах генерации нефти и газа в бассейновом моделировании.

Новым словом в бассейновом моделировании является схема проведения учета конвективного теплового потока, существование которого в недрах осадочных бассейнов обосновано учеными по всему миру. Примером такого потока является «подземная река Хамза», протекающая на глубине 3 км под бассейном Амазонки от предгорий Анд до побережья Атлантического океана. Река названа по имени исследователя, рассчитавшего по отклонениям термограмм скважин ее течение (Pimentel, Hamza, 2012).

Заключительная глава посвящена характеристике процесса миграции нефти и газа. Обсуждается влияние сейсмических волн на ускорение процессов миграции. Проинтерпретированы и обобщены данные по увеличению после землетрясений проницаемости среды и притока углеводородов в скважинах в течение продолжительного периода (2–3 месяца).

В работе предложены уравнения и алгоритмы, которые учитывают природные и экспериментальные наблюдения, до сих пор не используемые при моделировании.

Монография окажется интересной как для специалистов-практиков, связанных с планированием геологоразведочных работ на всех этапах, так и для научных работников, занимающихся проблемами образования нефтяных и газовых месторождений с традиционными и нетрадиционными ресурсами.

Благодарности. Особую благодарность автор приносит своему наставнику доктору геолого-минералогических наук, профессору А.Н. Резникову. Также автор хочет отметить поддержку и всестороннюю помощь доктора геолого-минералогических наук, профессора А.Э. Хардикова. За советы и постоянную поддержку автор благодарит доктора геолого-минералогических наук, профессора А.В. Бочкарева. За оценку работы, а, самое главное, за конкретную помощь автор благодарит доктора геолого-минералогических наук, профессора Н.В. Лопатина. Отдельно автор хотел бы выразить благодарность доктору Д.В. Вэплсу за критические замечания к фундаментальным основам обоснования фактора динамокатагенеза. За возможность использовать уникальную установку трехосного сжатия для нагружения образцов нефтегазоматеринских отложений автор благодарит д.ф.-м.н. Ю.Ф. Коваленко. За помощь в экспериментальных исследованиях автор благодарен к.т.н. Е.В. Моревой. Автор благодарен А.И. Волошиной и Н.С. Прокопову за дни, недели и месяцы проведенные вместе в лаборатории геохимии. А.А. Гонцову автор благодарен за советы и за его книгу, написанную в соавторстве с В.И. Молчановым, вышедшую в свет в 1992 году под названием "Моделирование нефтегазообразования". За помощь в сборе образцов нефтегазоматеринских свит автор благодарит: к.г.-м.н. А.А. Гонцова, к.г.-м.н. В.Н. Воронова, д.г.-м.н. А.Н. Фомина, к.г.-м.н. А.П. Ивахненко, к.г.-м.н. В.М. Андреева, к.г.-м.н. Д.А. Сидорова, к.г.-м.н. Т.А. Енсепбаева, д.г.-м.н. М.И. Гамова. Автор благодарит за дискуссию и обмен мнениями в процессе подготовки монографии: к.г.-м.н. Ю.А. Мосякина, д.г.-м.н. В.Н. Меленевского, к.г.-м.н. А.Н. Степанова, д.г.-м.н. О.К. Навроцкого, к.г.-м.н. М.В. Лебедева, д.г.-м.н. И.В. Орешкина, д.г.-м.н. В.В. Юдина, д.г.-м.н. А.Н. Фомина, к.г.-м.н. В.А. Косинского, д.г.-м.н. Ю.А. Галушкина, к.г.-м.н. А.В. Ершова, д.ф.-м.н. Ю.А. Попова, доктора Дж. Склейтера, доктора Е.Т. Пиментел, к.г.-м.н. В.В. Доценко, д.г.-м.н. Б.В. Сенина, доктора А.А. Бендера, доктора Э.М. Пенчаду, доктора Р. Литке, доктора Д. Вельте, доктора Б. Круса, доктора Д. Лейтхайзера, д.г.-м.н. В.П. Девятова, к.г.-м.н. А.И. Сухарева, д.х.н. А.В. Метелица, д.х.н., академика РАН В.И. Минкина. За помощь и советы в процессе работы над рукописью автор благодарен к.с.н. А.М. Астахову и А.А. Астаховой.

ВВЕДЕНИЕ

Технология бассейнового моделирования* воспроизводит формирование бассейна в динамике: от самого древнего накопленного слоя до настоящего времени (рис. 1), с симуляцией всех происходящих в нем процессов, определяющих, в первую очередь, реализацию его углеводородного потенциала в конечной аккумуляционной зональности углеводородов (месторождений нефти и газа). Методика является квинтэссенцией накопленного опыта отечественных и зарубежных геологов в органической геохимии, а также в поисках и разведке месторождений углеводородов. Алгоритмы моделирования используются для принятия решений на всех этапах работ от региональной оценки до разведки месторождений.

Алгоритмы нефтегазообразования соответствуют процессам, происходящим в осадочном бассейне:

- накопление различных типов осадочных пород;
- уплотнение осадочных пород;
- повышение температуры и давления с глубиной;
- генерация углеводородов в материнских свитах;
- миграция, аккумуляция и сохранение углеводородов в осадочных породах.

Первичные обстановки осадконакопления, фациальные условия и палеогеография определяют литологические и многие физические характеристики будущей породы, влияющие на дальнейшее уплотнение и формирование структурных поверхностей. Теплопроводность и проницаемость пород становятся главными факторами или («интервальными свойствами» в табл. 1)

* Под понятием «бассейновое моделирование» в российской нефтегазовой практике имеется ввиду моделирование эффективности углеводородных систем, существующих (предположительно или реально) в изучаемом осадочном бассейне (зоне нефтегазонакопления, перспективном объекте).

На западе моделирование УВ-систем и геометрии бассейна разделены уже вербально. Под термином «basin modeling» понимается восстановление палеопараметров давления, температур, тектонического развития бассейна. Приставка же «petroleum system modeling» означает моделирование нефтегазогеологических характеристик с количественным прогнозом процессов генерации, миграции, аккумуляции и сохранности УВ в бассейне.

в дальнейшем формировании температурного поля и поля давлений. Прогрев осадочных пород в недрах ответственен за генерацию углеводородов, а давления определяют направление миграции сгенерированных углеводородов. Физика этих процессов базируется на основных законах тепло и масопереноса: уравнение теплопроводности, уравнение Дарси (табл. 1).

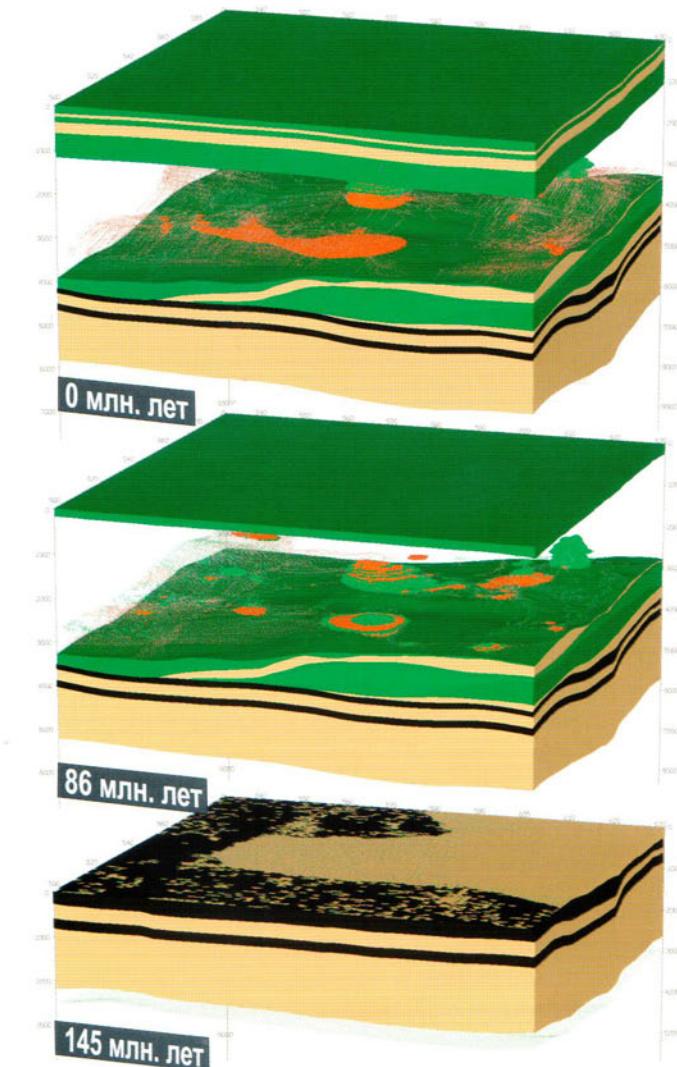


Рисунок 1. Модель формирования бассейна на различных временных отметках с реализацией углеводородного потенциала (красным — газовые УВ; зеленым — жидкие УВ) из материнских свит (черным)

Геологические процессы и алгоритмы моделирования. Компьютерное моделирование подразумевает разбиение геосреды на ячейки, которые являются объектами пересчета по встроенным в оболочку математическим алгоритмам (рис. 2). Расчет параметров для каждой ячейки повторяется на каждом новом временном шаге.

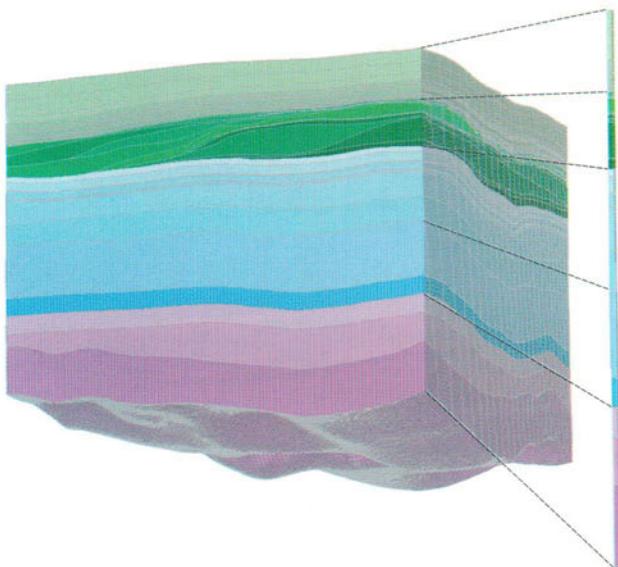


Рисунок 2. Построение трехмерной модели из одномерных псевдоскважин

Таблица 1
Фундаментальные законы тепло и массопереноса

Статическая переменная	Поточная переменная	Уравнение потока	Интервальные свойства толщи
Температура T	Тепловой поток q	$q = -\lambda * \text{grad } T$	Теплопроводность λ
Напор $U_p = P - \rho gh$	Поток флюида V_p	$V_p = -(kk_\phi/M) * \text{grad } U_p$	Абсолютная проницаемость k , фазовая проницаемость k_ϕ и вязкость M

Таким образом, в отличие от геологического моделирования бассейновая модель динамична. Генерация и движение флюидов в недрах приводит или не приводит к формированию эффективной углеводородной генерационно-аккумуляционной системы и, как следствие, скоплений нефти и газа, следов их миграции. Моделирование динамики вышеупомянутых процессов позволяет оценивать с той или иной степенью достоверности расположение скоплений углеводородов.

Нефтегазовая система и структура модели. Углеводородная генерационно-аккумуляционная система (рис. 3) определяется как геосреда, которая включает нефтегазоматеринский литолого-стратиграфический комплекс и очаги активного проявления процессов генерации УВ, миграционно-дренажные пути между очагом генерации и зоной аккумуляции нефти и газа, основной природный резервуар, содержащий около 50% всей новообразованной нефти, региональную покрышку, ловушки зоны аккумуляции, осадочные породы, перекрывающие очаг и продуктивные резервуары (Лопатин, 2006).

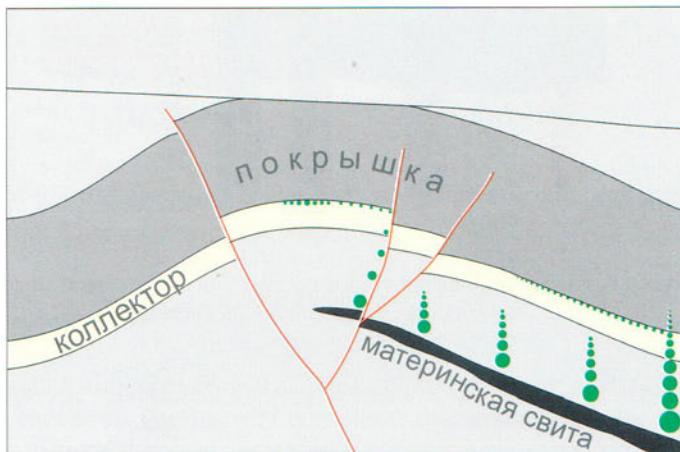


Рисунок 3. Элементы углеводородной системы

Формирование углеводородной системы включает в себя (рис. 4) три элемента (материнская свита, коллектор и покрышка), два структурных фактора (пути миграции и ловушку) и пять процессов (генерация, миграция, аккумуляция, сохранение и разрушение УВ-скоплений). При этом процессам нефтегазообразования предшествует еще один глобальный процесс, самый главный — накопление осадка и формирование пород различных элементов будущей УВ-системы. Формирование структуры бассейна также зависит от первичного накопления вещества. Структурный фактор образования ловушек и путей миграции гораздо в большем масштабе формируется за счет тектонических движений. Тектоника и, как следствие, формирование бокового стресса, касательных напряжений и сейсмичности влияют как на генерацию, так и миграцию углеводородов. Хотя важнейшим условием в формировании материнских свит все-таки является седиментация и диагенез первичной биомассы и тонкодисперсного глинистого ила в благоприятной геохимической обстановке.

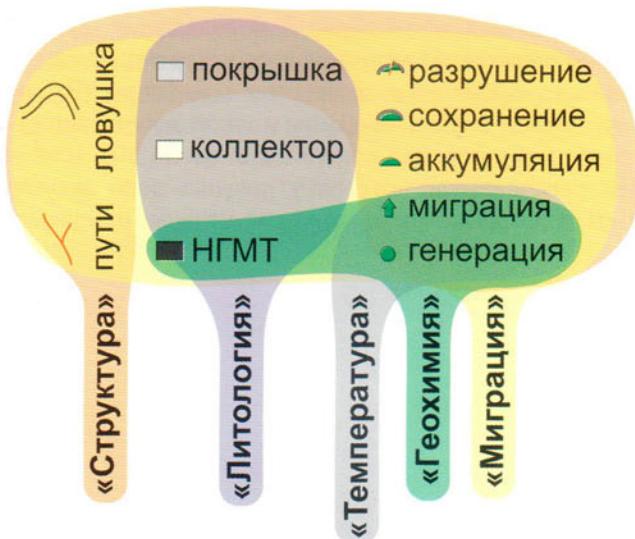


Рисунок 4. Взаимоотношения этапов построения бассейновой модели и составляющих углеводородной системы

Таким образом, чтобы построить модель нефтегазообразования, необходимо учесть конфигурацию трех элементов УВ-системы, интенсивность проявления двух структурных факторов и динамику шести основных процессов формирования пород и флюидов осадочного бассейна. Для этого необходимо последовательно рассматривать объект — осадочный бассейн под углом зрения различных дисциплин геологического цикла. Такой подход позволяет пошагово и системно строить бассейновую модель. Структура монографии предполагает пять разделов (рис. 5), которые перекликаются с соответствующими дисциплинами (табл. 2).

Формы бассейнового моделирования. Современное развитие бассейнового моделирования имеет тенденцию к усложнению используемых алгоритмов. Этот неизбежный процесс обусловлен непрекращающимся потоком новых знаний о недрах. Однако наши знания об изменении пород с глубиной и временем все еще очень скучны. Некоторые исследователи замечают на-метившееся обособление моделирования от реально происходящих в недрах процессов, в первую очередь, от вторичной миграции. Эта проблема обсуждается Дугласом Вэплсом (Waples, 2013), признанным экспертом, взявшим более 30 лет назад на вооружение температурно-временной индекс Н. В. Лопатина и научившим всю западную геохимию оценивать катагенетическую зрелость с использованием ТВИ. Он четко и доступно описывает философию современного моделирования УВ-систем.

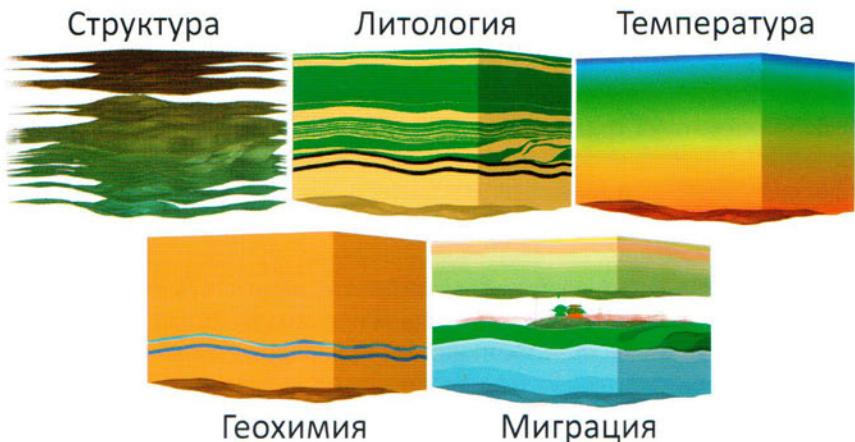


Рисунок 5. Разделы монографии и этапы построения бассейновой модели

Таблица 2

Этапы построения бассейновой модели и дисциплины геологического цикла

Название раздела монографии	Этап построения бассейновой модели	Дисциплина геологического цикла
Раздел "Структура"	Построение структурного каркаса	Структурная геология, тектоника, геодинамика
Раздел "Литология"	Литологическое расчленение	Литология (в т.ч. седиментология, секвентная стратиграфия, петрография)
Раздел "Температура"	Восстановление тепловой эволюции бассейна	Геотермия, геодинамика, тектонофизика
Раздел "Геохимия"	Построение модели генерации УВ-флюидов	Геохимия ландшафта, органическая геохимия, геомеханика, литология (седиментология, стадиальный анализ), углепетрография
Раздел "Миграция"	Построение модели миграции и аккумуляции нефти и газа	Гидродинамика, тектоника, сейсмология, структурная геология

Весь процесс бассейнового моделирования можно разделить на моделирование катагенетической зональности и на моделирование миграции углеводородов. Исследования, которые сосредоточены исключительно или преимущественно на вопросах зрелости ОВ, как правило, проводятся с использованием 1-D моделей. В одномерном моделировании мы строим модели в разных точках площади независимо друг от друга. Региональные исследования осуществляются последующей экстраполяцией результатов и построением карт по результатам моделей (как в скважинах с данными

для калибровки, так и в псевдоскважинах). Исследования с моделированием миграции УВ, напротив, обычно используют 2-D или 3-D программное обеспечение, разработанное специально для моделирования потока флюидов. Методы, используемые для расчета процессов миграции, в свою очередь, можно разделить на традиционные (по градиенту давлений по закону Дарси с технологическими подходами, заимствованными в гидродинамическом моделировании), а также целый ряд альтернатив, включая подход инвазивной перколяции и упрощений с использованием геометризации профилей миграции.

Однако, по мнению некоторых исследователей (в т. ч. Д. Вэплса, Waples, 2013), точный прогноз миграции в модели не всегда возможен из-за значительных неопределенностей в отношении проницаемости вдоль различных возможных путей миграции. Не моделируемые неоднородности проницаемости среды создают неопределенность. В однородных условиях она может быть незначительной. А там, где нематричная проницаемость доминирует над проницаемостью цемента породы, существует большая неопределенность. Неспособность программного обеспечения по бассейновому моделированию прогнозировать (использовать при моделировании) нематричную проницаемость признавалась в течение длительного времени (например, Larson et al., 1993). Но этому так и не было удалено должного внимания. Следовательно, остается проблема, которая может ограничить достоверность результатов моделирования. Д. Вэплс полагает, что подходы, основанные не на законе Дарси, являются более предпочтительными для моделирования там, где превалирует нематричная проницаемость.

Второй, важный аспект философии бассейнового моделирования заключается в том, что самый ценный продукт — не расчетное количество тонн или баррелей генерированной или мигрированной нефти, а знания, приобретенные в процессе построения модели и ее оптимизации. Познание геологии бассейна, в основном, происходит во время построения 1-D моделей, где рассматриваются вопросы термической истории, тектоники и геодинамики. Мы же ориентируемся на процесс создания и оптимизации наших моделей больше, чем на получение конечного результата моделирования.

Таким образом, мы выделяем сам процесс познания, а не пункт назначения. То есть процесс построения самой совершенной на данный момент модели становится нашей целью. Наконец, в процессе создания этих моделей подчеркивается интеграция всех аспектов геологии: тектоники — для прогноза скорости осадконакопления и литогенеза; тектоники и геодинамики — для оценки эволюции теплового потока; литогенеза — для восстановления палеобатиметрии, эвстатических колебаний, палеоклиматических исследований; геохимии — для моделирования преобразования различных типов органического вещества. Увеличение глубины и широты понимания геологических процессов — это лучший способ для создания новых концепций, совершенствования старых, и, в конечном итоге, для успешных поисков и разведки углеводородов.

Действительно, процесс познания часто важнее результата. Строя модель, мы лучше узнаем геологию района и быстрее понимаем наши реальные цели.

Применение на различных этапах ГРР. В недрах территории и акватории Российской Федерации имеются бассейны с чрезвычайно разнородными геодинамическими обстановками формирования. Это открывает широкие возможности для применения технологии бассейнового моделирования в различных условиях. С чем же связаны оптимистичные ожидания? Крупный нефтегазоносный бассейн или даже провинция в своей истории работает по принципу расширения этажа нефтегазоносности (расширение «по глубине») и подключения новых зон нефтегазонакопления (расширение «по площади»). Зачастую, обоснование новых объектов и направлений «по глубине» — это прерогатива государства, а «по площади» — недропользователя. Задача «расширения» бассейна на глубокопогруженные горизонты, потенциально нефтегазоносные стратиграфические подразделения, опирается на новые направления геологоразведочных работ и связана с региональной оценкой их перспективности. Выход на новые зоны в пределах существующих продуктивных комплексов — задачи поисков и разведки. Это вотчина добывающих компаний (недропользователей). Время от времени, по разным причинам, области интересов пересекаются. Государство ориентировано на спрос со стороны недропользователя и проводит геологоразведочные работы за свой счет в целях подготовки участков для лицензирования. Бизнес (или недропользователь), в свою очередь, ждет предложений, особенно когда наступает истощенность ресурса площадей в пределах разрабатываемых нефтегазоносных комплексов.

Примерами обращения к проблеме новых направлений, которая остро стоит в таких старых районах, как Предкавказье, Западная Сибирь, Волго-Уральская нефтегазоносная провинция, могут служить проекты с аналитикой состояния геологоразведочных работ (Wildcat, 5 скважин, 2012), статьи, тематические исследования. Например, в пределах Северного Кавказа руководителями предприятий, задействованных в геологоразведочных работах, декларируется необходимость бурения параметрических скважин на триасовые и палеозойские отложения по северу Предкавказья. Так называемое «поднадвиговое» направление в предгорных прогибах перед фронтом Кавказского орогена ориентировано на юрские, верхнемеловые и палеоценовые отложения. Разные подходы предполагают различную степень перспективности предлагаемых направлений.

В таблице 3 приведены варианты моделирования в России и странах Евразийского союза на различных стадиях ГРР.

1. Крупный региональный трехмерный проект в старой НГП — вариант использования технологии для решения проблемы новых направлений ГРР. На сегодняшний день в российской практике таких проектов (с калибровкой на множество существующих месторождений) пока не существует. Хотя во многих учреждениях наличествуют килограммы (если не тонны) информации в бумажном эквиваленте и гигабайты на жестких дисках информации, которая является основой моделирования.

Таблица 3

Возможности использования технологии бассейнового моделирования
в России и странах Евразийского союза

	ГОСУДАРСТВО	КРУПНЫЕ ИГРОКИ	ОСТАЛЬНЫЕ
Кто?	Роснедра, Минприроды, организации в системе Роснедра (институты и бывшие геофизические тресты), Институты РАН и Минобразования, Росгеология	ВИНК: Роснефть, Газпром, Новатэк, Газпромнефть, Лукойл, Сургутнефтегаз, Татнефть, Башнефть, Русснефть и др.	Средние и малые независимые компании, инвестиционные компании, юниорские поисковые компании
Уровень	<u>Региональный</u> <u>Зональный</u>	<u>Зональный</u> <u>Локальный</u> Региональный Частные задачи	<u>Частные задачи</u> Локальный
Задачи	<p>1. Количественная оценка нефтегазоносности и прогнозных ресурсов на базе моделирования эффективности УВ-систем пропущенных и новых перспективных объектов (выявленных сейсморазведкой последних лет за счет средств государственного бюджета)</p> <p>2. Крупные региональные проекты в старых нефтегазоносных провинциях для оценки перспектив новых направлений ГРР (в т.ч. глубокопогруженных) и выявления недоразведанных объектов</p> <p>3. Региональные предпосылки нефтегазоносности малоизученных бассейнов в пределах акватории/территории РФ и ЕАЭС</p>	<p>1. Крупные зональные (региональные) проекты на территории/акватории деятельности компаний с наличием собственных ЛУ и/или добывчих площадей, в т.ч. мультиклиентские проекты</p> <p>2. Локальный (зональный) проект в пределах крупного/среднего месторождения компании в целях доразведки залежей, расширения этажа нефтегазоносности, а также в пределах зон нефтегазонакопления (групп месторождений в пределах одной структурно-тектонической зоны)</p> <p>3. Экспресс-оценка ЛУ, площадей, выставляемых правительствами стран на аукцион</p>	<p>1. Экспресс-оценка ЛУ, различных по крупности и сложности перспективных объектов для инвестиционных и юниорских компаний.</p> <p>2. Локальные проекты по бассейновому моделированию в пределах разрабатываемого месторождения для целей доразведки для независимых компаний.</p>

Комплексный анализ обширнейшей базы геолого-геофизической информации возможен исключительно по пути построения региональной модели с оценкой формирования углеводородных систем. Некоторое доверие к получаемым результатам внушает тот факт, что геологи и модельеры имеют

возможность детально калибровать свои смоделированные залежи на реальных месторождениях, а новые — предлагать как объекты для постановки геологоразведочных работ. Однако такая работа требует времени, а главное навыков, поэтому сервисные компании охотнее берутся за малоизученные объекты.

2. В пределах РФ, на шельфе арктических морей, на Дальнем Востоке существуют потенциально нефтегазоносные бассейны. В мировой практике бассейновое моделирование сосредоточено, в основном, именно на таких объектах. Однако чрезвычайно малый уровень фактической информации, используемой для моделирования, накладывает ограничения на использование бассейнового моделирования для объектов без данных по материнским свитам.

3. Помочь технология бассейнового моделирования геологу нефтянику может и при поисках и разведке. Это зональный уровень. Применяется как трехмерное моделирование, так и сеть двухмерных профилей, пересекающих основные объекты, поднятия, валы. Двухмерное моделирование целесообразно использовать в сложных структурных условиях после структурной реконструкции.

4. Задачей третьего варианта использования на локальном уровне становится прогноз насыщения отдельных пластов залежей в пределах месторождения. Локальный прогноз является достаточно тонкой задачей и чувствителен к достоверности геологической модели распространения коллекторов, положенной в основу. Тем не менее, в сочетании с методами акустической инверсии бассейновое моделирование в локальном варианте призвано стать единственным решением для оценки перспективности объектов для разбуривания. В условиях неопределенности входной информации важность приобретают алгоритмы оценки рисков и проверки различных вариантов реализации модели с выявлением доверительного сценария. Выбор наилучшего сценария происходит путем пошаговой калибровки «разведенной части» месторождения с реальными данными на соответствующий участок рассчитанной модели. Примером применения в российской практике бассейнового моделирования на локальном и зональном уровне является проект, выполненный на Юрхаровском месторождении, где обосновывалось расширение этажа нефтегазоносности на среднеюрские резервуары тюменской свиты глубже разрабатываемых меловых залежей (Astakhov et al., 2013).

5. Особняком стоит решение частных задач геологоразведки. Если цель моделирования ставится конкретно, то модель значительно упрощается и несет в себе функциональность только в части решения поставленной задачи. Например, распространенным является вопрос небольших независимых компаний: «Могут ли углеводороды из очага генерации мигрировать в область интереса?» Такой вопрос возможен после получения данных о новых существующих ловушках. Для ответа не обязательно строить «большую» и трудоемкую трехмерную модель. Однако надо очень внимательно относиться и к тому факту, что дальность миграции зависит от количества генерируемого флюида, поэтому не стоит пренебрегать собственными геохимическими исследованиями (подробнее см. параграф 4.2).

Резюме по введению:

Технология бассейнового моделирования воспроизводит формирование бассейна в динамике: от самого древнего накопленного слоя до настоящего времени, с симуляцией всех происходящих в нем процессов, определяющих, в первую очередь, реализацию его УВ-потенциала в конечной аккумуляционной зональности углеводородов (месторождений нефти и газа). Методика является квинтэссенцией накопленного опыта отечественных и зарубежных геологов в поисках и разведке месторождений УВ. Алгоритмы моделирования используются для принятия решений на всех этапах работ от региональной оценки до разведки месторождений.

Важным аспектом философии бассейнового моделирования является факт, что самый ценный продукт, полученный из моделирования — не расчетное количество тонн или баррелей генерированной или мигрированной нефти, а знания, приобретенные в процессе построения модели и ее оптимизации.

Спектр решаемых задач для моделирования очень широк и доступен при понимании важности историко-генетического подхода каждому научному коллективу. Однако не стоит целиком и полностью полагаться на алгоритмы, заложенные в программных продуктах. Опора на собственную научную школу, на опыт отечественных геологов, посвятивших свои жизни изучению осадочных бассейнов Советского Союза и России, гораздо ценнее любого программного продукта. Инкорпорировать обширнейший накопленный фактический материал и методики бассейнового моделирования — задача современных геологов и модельеров.

Ссылки:

Лопатин Н.В. Концепция нефтегазовых генерационно-аккумуляционных систем как интегрирующее начало в обосновании поисково-разведочных работ. // Геоинформатика, 2006, №3. – с. 101-120.

Astakhov S.M., Kuznetsov V.I., Kurkin A.A., Spahic D., Preliminary results of 2D petroleum system modeling of Yurkharovo field (West Siberia). Abstracts of AAPG 3P Arctic conference 2013, Stavanger, Norway.

Larson, K.W., D.W. Waples, Han Fu, and K. Kodama. Predicting tectonic fractures and fluid flow through fractures in basin modelling, in A.G. Dore et al., eds., Basin Modelling: Advances and Applications, Amsterdam: Elsevier, 1993. – pp. 373-383.

Pimentel E.T., Hamza V.M. Indications of regional scale groundwater flows in the Amazon Basins: Inferences from results of geothermal studies. // Journal of South American Earth Sciences, v. 37, 2012. – pp. 214-227.

Waples D.W. Оригинал заметки на английском языке представлен на сайте <http://siriusxgc.com/our-philosophy/>, 2013.

Wildcat. 5 скважин. Южно-российский геолого-аналитический проект. Выпуск 1. Энергия Юга, 2012 №3-4. – с. 82-89; Выпуск 2. Энергия Юга, 2012 №5-6. – с. 82-89.

СТРУКТУРА

Бассейновое моделирование исторически начиналось с восстановления мощностей слоев (пластов) осадочного выполнения бассейна в предшествующие периоды геологической истории. Для этого необходимо знать пористость слоя на момент его накопления и последующего погружения. На сегодняшний день алгоритмы бассейнового моделирования значительно расширены. Применяются различные законы изменения пористости с глубиной, учитывается не только механическая, но и химическая компакция зерен минеральной матрицы, рассчитывается скорость оттока флюида в случае элизионного режима. Соответствующие уравнения и механизмы опубликованы в специальной литературе (Hantschel, Kauerauf, 2009; Галушкин, 2007). Мы ограничимся общей схемой восстановления мощностей и, таким образом, структурного плана, не нарушенных взбросами и надвигами бассейнов.

Отметим лишь наблюдение, полученное опытным путем. Оно касается как части структурного восстановления, так и последующих процедур. Успех прогноза, его достоверность, прогрессивно повышается при использовании алгоритмов, основанных на собственном опыте моделирования и на известных закономерностях развития осадочно-породных бассейнов. Бассейновое моделирование, так или иначе, опирается на аналогии. Программные продукты, как бы этого не хотелось его создателям, не унифицированы, они авторские. Разброс значений изменения пористости с глубиной в различных бассейнах и различных геолого-гидродинамических ситуациях колоссален. Это же касается и проницаемости, температуры, кинетики преобразования органического вещества и т. д. Поэтому, если модельер не калибрует модель хотя бы в одном из компонентов, ему придется рассчитывать, что в этой части исследуемая площадь схожа с теми, на которые откалиброван используемый программный продукт. Для этой ситуации характерно существование залежей газа во многих бассейнах на небольшой глубине. Так в Западном Предкавказье на глубине до 300 м содержатся газовые залежи в миоценовых коллекторах. При моделировании в одном западном программном комплексе, покрышка с заданными параметрами проницаемости не способна удерживать этот газ. А в природе он, учитывая факт существования залежи, удерживается. Это означает, что если бы мы не знали о существовании этих залежей, они бы и не учитывались в модели. Конечно, когда мы знаем,

то соответствующим образом калибруем кривую изменения проницаемости с глубиной. На это общее замечание следует обращать пристальное внимание при моделировании и полагаться только на собственные скважинные и экспериментальные данные.

1.1 РАЗУПЛОТНЕНИЕ

Для последовательного расчета мощностей и координат точек кровли пласта на все временные отрезки существования бассейна (площади, участка) вводится распространенное в зарубежной специальной литературе понятие event-stepping. Оно означает расчет характеристик слоя на различных временных отметках t развития бассейна. Так, первым откладывался самый нижний введенный слой: его мощность $\Delta Z_t=0$ и пористость $\varphi_t=0$ были значительно больше настоящих ΔZ , φ . Слой сжимался под весом накопленного следующего слоя, мощность и пористость сокращались. Так как матрица породы предполагается несжимаемой или пренебрежимо мало сжимаемой по сравнению с уменьшением объема порового пространства (Perrier, Quiblier, 1974), выражение, характеризующее этот процесс, следующее:

$$\Delta Z^{t=0}(1-\varphi^{t=0})=\Delta Z(1-\varphi) \quad (1.1)$$

Таким образом, «прогнав» процедуру через каждый промежуток геологического времени с накоплением нового слоя, мы получаем изменение мощности слоя на каждом этапе (рис. 1.1):

$$\Delta Z_1 = \Delta Z_2(1 - \varphi(z_2))/(1 - \varphi(z_1)), \quad (1.2)$$

где:

$\varphi(z_1)$ и $\varphi(z_2)$ – пористость на глубинах z_1 и z_2 соответственно;
 ΔZ_1 и ΔZ_2 – мощности слоя на глубинах z_1 и z_2 соответственно.

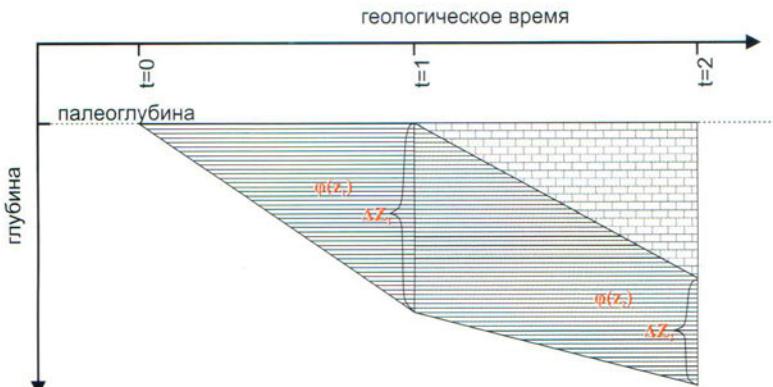


Рисунок 1.1. Изменение мощности расчетного слоя в ходе погружения (в компьютерных системах моделирования)

Для этого также необходимо знать закон изменения пористости с глубиной:

$$\phi = \phi(0) \exp(-z/B), \quad (1.3)$$

где:

$\phi(0)$ – пористость осадков при их отложении на поверхности (среднее значение для верхних 100–150 м осадков данной литологии);
 B – масштаб изменения пористости с глубиной.

Эти параметры уплотнения пород оцениваются либо вводом фактических данных по скважине, либо на основании среднемировых данных для основных литологических единиц (табл. 1.1, по данным Галушкин, 2007).

Выражение 1.3 также известно под названием закон Athy (Athy, 1930). Существуют и другие законы изменения пористости с глубиной, которые являются вариациями выражения 1.3 (Shneider et al., 1996; Smith, 1971). С ними можно подробнее ознакомиться в специальной литературе (Hantschel, Kauerauf, 2009).

Таблица 1.1

Основные физические параметры пород для расчета разуплотнения и напряженности теплового поля (Галушкин, 2007)

№	Порода	$\phi(0)$	B (км)	λ_m^0 (Вт/м*°C)	λ_T (°C ⁻¹)	Q_r (мкВт/м ³)
1	Глина	0.70	1.80	2.09	0.0005	2.09
2	Вулканит	0.50	3.27	2.01	0.0001	0.10
3	Алевролит	0.54	2.25	3.39	0.0020	1.21
4	Песчаник	0.40	3.00	5.44	0.0030	0.84
5	Известняк	0.60	1.90	2.97	0.0005	0.63
6	Доломит	0.50	2.00	4.61	0.0020	0.36
7	Соль	0.00	0.01	5.86	0.0050	0.00
8	Ангидрит	0.35	0.90	5.44	0.0050	0.08
7	Мергель	0.65	1.84	2.60	0.0005	1.21
10	уголь	0.10	1.47	0.42	0.0001	0.00

Переменные Z , Z_1 и Z_2 должны одержать в себе величину H_{paleo} , которая вводится пользователем для каждого рассчитываемого промежутка времени. Эта величина не что иное, как палеобатиметрия бассейна осадконакопления или абсолютная отметка превышения суши над уровнем моря. Дисциплиной геологического цикла, которая положена в основу восстановления палеобатиметрии, является литология.

1.2 ПОСТРОЕНИЕ СТРУКТУРНОГО КАРКАСА

В случае, когда в структурной модели отсутствуют тектонические нарушения, проблема восстановления структурного плана решается процедурой разуплотнения в каждой точке пространства. Если предположить, что 2D- или 3D-пространство модели состоит из множества 1D-псевдоскважин, то для них последовательно решаются уравнения, рассмотренные в п. 1.1. Собирая данные по координатам точек кровли пластов после процедур разуплотнения, программа создает поверхности, восстановленные на определенные временные отметки. То есть процесс построения структурного каркаса автоматизируется. Основная задача — построить правильную на сегодняшний день структурную модель.

При моделировании, в первую очередь, определяется детальность модели. Это касается как 2D-, так и 3D-моделей, но особенно касается трехмерного моделирования. Количество структурных поверхностей зависит от объема имеющейся информации, которая взаимоувязана со стадией геологоразведочных работ и постановкой целей моделирования, зависящих не только от фактуры, но и от возможной инвестиционной и политической подоплеки.

Опыт построения бассейновых моделей вне зависимости от уровня прогноза (локального, зонального или бассейнового) показывает, что количество поверхностей не должно превышать 50 (рис. 1.2). При одинаковом количестве поверхностей, а соответственно, и пластов/под пластов (вертикальной разрешенности), максимальная мощность используемого вычислительного оборудования будет влиять на горизонтальную разрешенность модели. Например, при расчете 3D-модели 100x100 км на самой современной на сегодняшний день рабочей станции (без распараллеливания процессов), при использовании правила «одна ночь — один расчет», оптимальный размер ячейки составит 200x200 м. Однако, размер ячейки будет зависеть и от других параметров (используемой кинетической модели, количестве НГМТ, методе миграции и др.).

Среди упрощений, на которые приходится идти при структурном моделировании, большое значение имеет адаптация количества картируемых разломов. Геологические наблюдения показывают, что основным фактором вторичной миграции являются разломы, а чем их больше, тем, в общем случае, интенсивней развивается процесс. В связи с этим, при уменьшении количества моделируемых разломов по сравнению с наблюдаемыми по сейсморазведочным профилям/кубам нарушениями, необходимо опираться на планируемые пути миграции из очагов генерации и оставлять для этих путей моделируемые разломы.

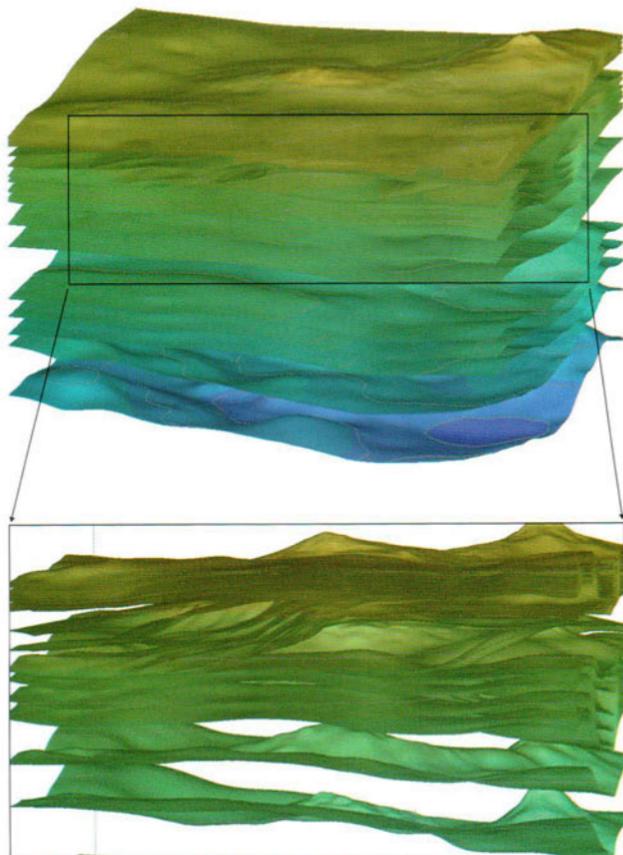


Рисунок 1.2. Построение структурной модели с участием клиноформенного комплекса

1.3 СТРУКТУРНАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ

Если в строении моделируемого участка, площади, бассейна участвуют тектонические нарушения, задача восстановления структурного плана становится значительно сложнее. Программные продукты по бассейновому моделированию не предназначены для решения узких задач структурной реконструкции складчато-надвиговых поясов. Более того, алгоритмы расчета не позволяют моделировать подобные условия, так как возникает проблема точки-двойника в поднадвиговом пространстве, когда точка с определенными X и Y координатами имеет одновременно две Z-координаты. Эта проблема может быть решена разделением разреза на блоки между разломами, которые будут рассчитываться раздельно (как отдельные модели), с перетоками флюидов между границами (рис. 1.3).



Рисунок 1.3. Расчет бассейновой модели с участием взбросовых дислокаций по блокам отдельных подмоделей

Для того, чтобы задать программе такой вариант событий, необходимо представить уже готовые структурные поверхности для каждого временно-го шага, так как этого нельзя сделать автоматически, средствами программ по бассейновому моделированию. Для этого существуют методики структурной и палинспастической реконструкции. Сегодня создано множество специальных программных продуктов (Dynel, Move и др.). Целесообразно проводить двухмерную структурную реконструкцию, так как временные затраты, сложность построения и недостаток необходимой информации для трехмерной структурной реконструкции складчато-надвиговых поясов лежит за гранью необходимого уровня точности результатов, а также не соответствует уровню поставленных задач. Тем не менее, встречаются работы по проведению так называемого 2.5D-моделирования (Friedemann et al., 2009) по серии 2D-профилей, результаты восстановления по которым в дальнейшем инкорпорируются в трехмерные поверхности на каждый временной шаг восстановления. Эта задача может выполняться опять же при реальной обоснованности такого исследования, а также схожести кинематики развития складчатых процессов между профилями.

В большинстве случаев изучается принципиальная возможность генерации УВ, а также условия их возможного вторичного крекинга в поднадвиговом блоке, вариации вторичной миграции. Так как складчатость в практике исследований встречается, в основном, линейного типа, процессы миграции возможно изучать вкрест исследуемых структур, как того требуют и каноны структурной реконструкции.

Складчато-надвиговые дислокации характерны для обстановок коллизии во внутренконтинентальных условиях и для преддуговых бассейнов в условиях активных континентальных окраин (зон субдукции). Согласно построенной карте (рис. 1.4) с контурами известных осадочных бассейнов, всего насчитывается 398 бассейнов, различных по размерам. Из них 85 бассейнов относят-

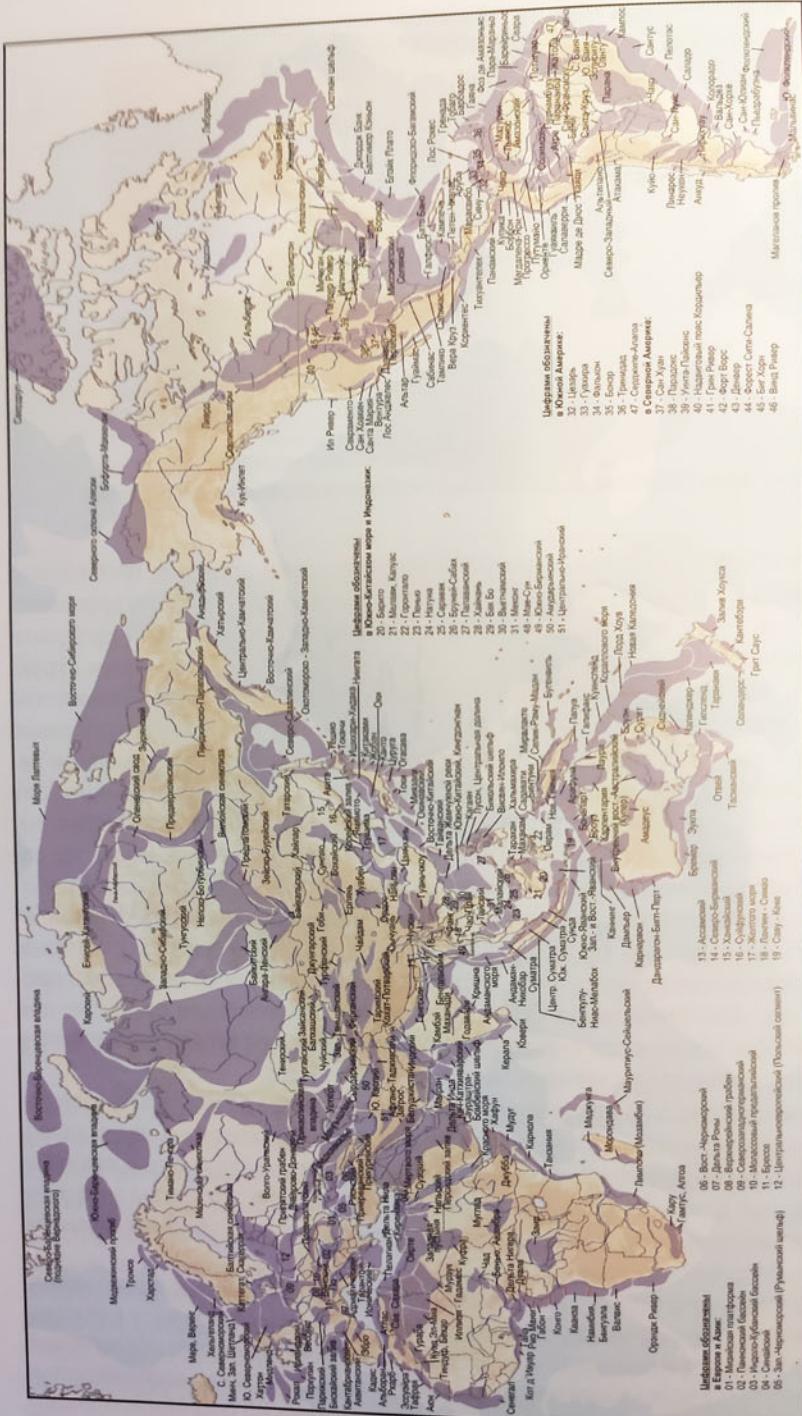


Рисунок 1.4. Карта осадочных бассейнов мира

Бассейны западного побережья Африки оконтурены по данным: US Geological Survey Bulletin 2207-B (M.E. Brownfield & R.R. Charpentier, 2006). Остальные бассейны: AAPG Datagages GIS [DBI] (St. John Bally, Klemme) Tellus Sedimentary Basins, Hugo-Robertson Sedimentary Basins Classification Scheme.

ся к внутриконтинентальной коллизии и 60 — к активным окраинам. То есть уже треть бассейнов полностью подвержена развитию взбросо-надвиговых дислокаций.

В пределах крупных рифтовых и внутрикратонных бассейнов также существуют зоны с проявленной активной тектоникой. Это касается активизации транспрессионного характера в пострифтовых бассейнах, с чем связан рост цветковых структур. Часто в структуру крупных внутрикратонных прогибов номинально входят зоны, прилегающие к складчатым сооружениям.

Таким образом, примерно половина всех потенциальных объектов для моделирования требует применения структурной реконструкции.

Структурная реконструкция в зоне сочленения орогена и предгорного прогиба показана далее на примере Северо-Западного Кавказа и Западно-Кубанского прогиба (рис. 1.5). Исходный сейсморазведочный профиль, который являлся основой для реконструкции, был проинтерпретирован с учетом данных пробуренных скважин. Интерпретация профиля, доступная по результатам предшествующих исследований, всегда требует определенной доработки (рис. 1.5 б). Основные элементы интерпретации профиля (рис. 1.5 а), были сохранены.

Стоит отметить, что предлагаемая в большинстве программных продуктов модель параллельных складок часто не соответствует природе складчатых поясов. Известные по работам (Ramsay, Huber, 1983; 1987) приемы «не работают» для зон развития складчатости, они больше подходят к предгорным прогибам (Яковлев, 2008).

При деформировании юрских, меловых и палеогеновых пород чрезвычайно важную роль играли процессы пластического и квазипластического тектонического течения горных масс (Маринин, Расцветаев, 2008). Как показано на рисунке 1.6 а, зоны сжатия или нагнетания содержат системы чешуйчатых надвигов или взбросов, по которым происходит раздувание мощностей отдельных слоев или ядер складок в районе Агойского перевала (окрестности г. Туапсе). Поэтому при корректировке геологических границ учитывались модели подобных складок (рисунок 1.6 б), также встреченные в отложениях палеоценца южного борта Северо-Западного Кавказа (Агойский перевал). Только недавно моделирование подобных складок декларируется как возможное в программных комплексах Move и Dynel. На практике возможности эти сильно ограничены и приходится производить многие процедуры «вручную».

Ввиду компетентности слоев в районе горно-складчатого сооружения на разрезе превалирует дизъюнктивная тектоника. Складки в основной масse формируются одновременно и после смещения слоев по разлому. Однако есть и случаи опережающего развития складок до разломообразования. Этому способствовали процессы нагнетания пластичных глин нижнего мела при значительном боковом тектоническом стрессе в формирующиеся зоны с разрывами сплошности вышележащих пород.

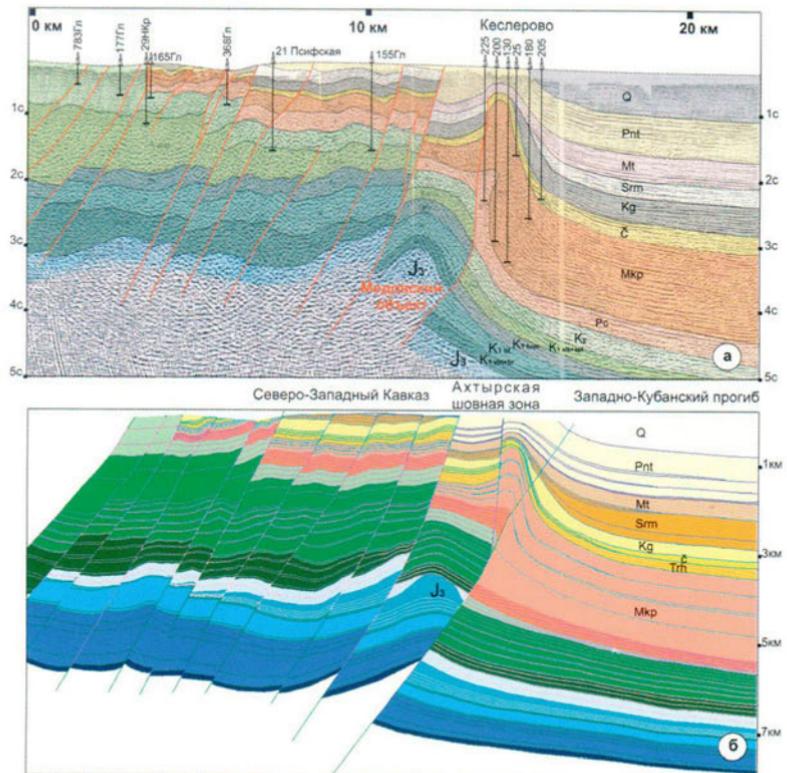


Рисунок 1.5. Сейсмогеологическая модель по профилю 029402.
 а) - Сейсмический профиль 029402 в интерпретации Ю.А. Мосякина
 (Мосякин Ю.А., публикуется впервые);
 б) - Геологическая модель, принятая для структурной
 реконструкции и бассейнового моделирования

Изменения были внесены в диапирообразной антиклинали в майкопском пластичном комплексе при балансировке разреза в программе Dynel-2D. После попытки структурной реконструкции (с балансировкой по «параллельности и по подобию») разреза в изначальной интерпретации была проведена переинтерпретация. Проследив отрывки пакетов отражений, а также единичные оси синфазности в центральной зоне кеслеровской антиклинали, был сделан вывод о продолжении в эту зону глубинного надвига, рвущего медовский верхнеюрский предположительно рифогенний купол. Представленный на рисунке 1.5 б вариант инкорпорирует влияние диапиризма в майкопской высокопластичной толще и горизонтального смещения нижележащих комплексов. При этом на основании картины сейсмической записи, стратиграфических разбивок скважин можно проследить с юга ограничивающий кеслеровский купол разлом.

Таким образом, происходило выжимание глинистых отложений майкопа при одновременном поддвиге палеоценовых (на рисунке 1.5 – темно-

розовый цвет) и нижележащих отложений по поверхностям разрывов сложно построенной Ахтырской надвиговой зоны. Время формирования такой структуры — с эоценом до верхнего миоцена, с дополнительной активизацией в плиоцене. Структурная перестройка началась в эоцене при накоплении кумских отложений, о чем свидетельствует их синтектоническая деформированность. Далее, в олигоцене, по Ахтырской надвиговой зоне происходит погружение домайкопских отложений. После накопления тархан-чокракского комплекса, в среднем миоцене, в представляемой интерпретации происходит выжимание майкопских неуплотненных глин в реверсивном направлении по надвигам. Об этом свидетельствует смещение по тем же надвигам в чокракских отложениях, а также подошвенное налегание и выклинивание карагана на северном крыле Кеслеровской антиклинали.

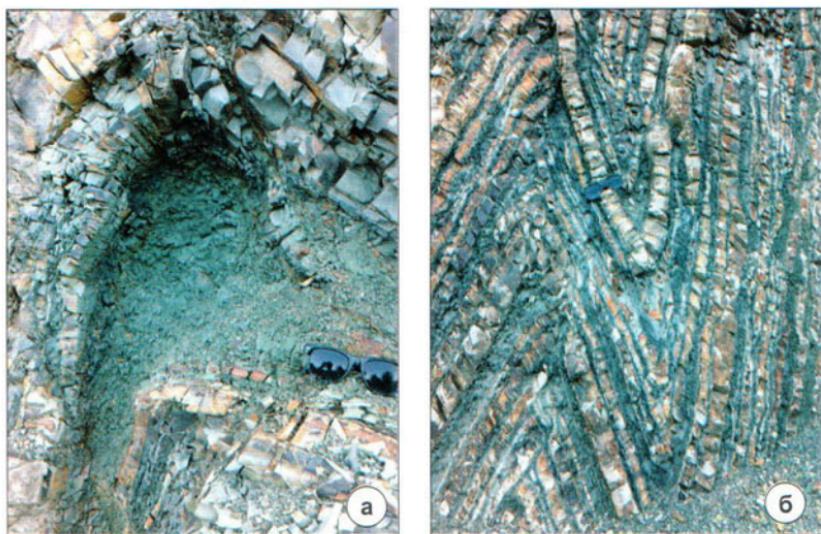


Рисунок 1.6. Развитие складок подобия в обнажении Агойского перевала (г. Туапсе):

- Элементы квазипластического течения и нагнетания в ядре складки;
- Увеличение мощности в сводах антиклинальных и синклинальных складок

Пластичность майкопских глин способствовала процессу складкообразования и поддвига под Кавказ эоценовых и нижележащих отложений по Ахтырскому разлому, который продолжился после накопления понтических толщ. Для этого периода большинством исследователей Кавказа предполагается основная фаза складчатости. При этом, по верхнеюрским отложениям между Гладковским и Медовским поднятием заметен прогиб в современном структурном плане. Характер складчатости по верхним горизонтам позволяет судить о возможном чередовании режимов транстенсии и транспрессии между изоклинальными складками. Исследованиями (Marinin, 2013; Saintot, Angelier, 2002) для южного борта Северо-Западного Кавказа выявленыperi-

оды растяжения и транспрессии в позднем мелу, позднем палеоцене и позднем эоцене.

Следует отметить, что работа по восстановлению структурной истории по предложенному для моделирования профилю, выполнена в «регионально-зональном» стиле структурной реконструкции. Для целей дальнейшего бассейнового моделирования в данном случае необходимо и достаточно получить палеоструктурные разрезы (рис. 1.7) на конец накопления крупных стратиграфических комплексов (табл. 1.2). Это связано с временами проявления фаз вторичной миграции в неогене, наибольшим образом повлиявших на формирование современных аккумуляций УВ.

Таблица 1.2

Хроностратиграфическая привязка палеоструктурных разрезов по профилю 029402

Конец накопления комплекса	Время, млн. лет	Конец накопления комплекса	Время, млн. лет
Четвертичный	0.00	Верхний мел	61.70
Понт	3.30	Апт+альб	99.60
Меотис	5.33	Баррем	125.00
Сармат	7.25	Готерив	130.00
Караган	11.61	Берриас+валанжин	136.40
Чокрак	13.65	Титон	145.50
Тархан	14.80	Оксфорд+киммеридж	150.80
Майкоп	15.97	Байос+бат+келловей	161.20
Палеоцен	33.90	Аален	171.60

«Регионально-зональный» стиль моделирования подразумевает упрощение некоторых элементов тектонического строения, подверженных сильным деформациям. Это особенно коснулось ядра Кеслеровской антиклинали, а также Ахтырской зоны. Например, образование Медовской структуры по верхнеюрским и среднеюрским отложениям в предложенной реконструкции всецело объясняется развитием надвиговой складки. Безусловно, Ахтырская зона представлена большим «семейством» разломов схожей вергентности.

Нами не рассматриваются возможные варианты строения для более точной балансировки разреза, так как нашей целью является получение достаточно непротиворечивого структурного каркаса для моделирования генерации и миграции УВ.

Проведенная временная привязка кинематических особенностей развития Ахтырской надвиговой зоны имеет практический интерес не только с точки зрения адекватной структурной реконструкции, но и по части преобразованности нефтегазоматеринских свит. Ведь в разломных зонах на органическое вещество дополнительно воздействует тектонический стресс и упругие пластические деформации. Этот фактор будет рассмотрен в дальнейшем, в разделе «Геохимия».

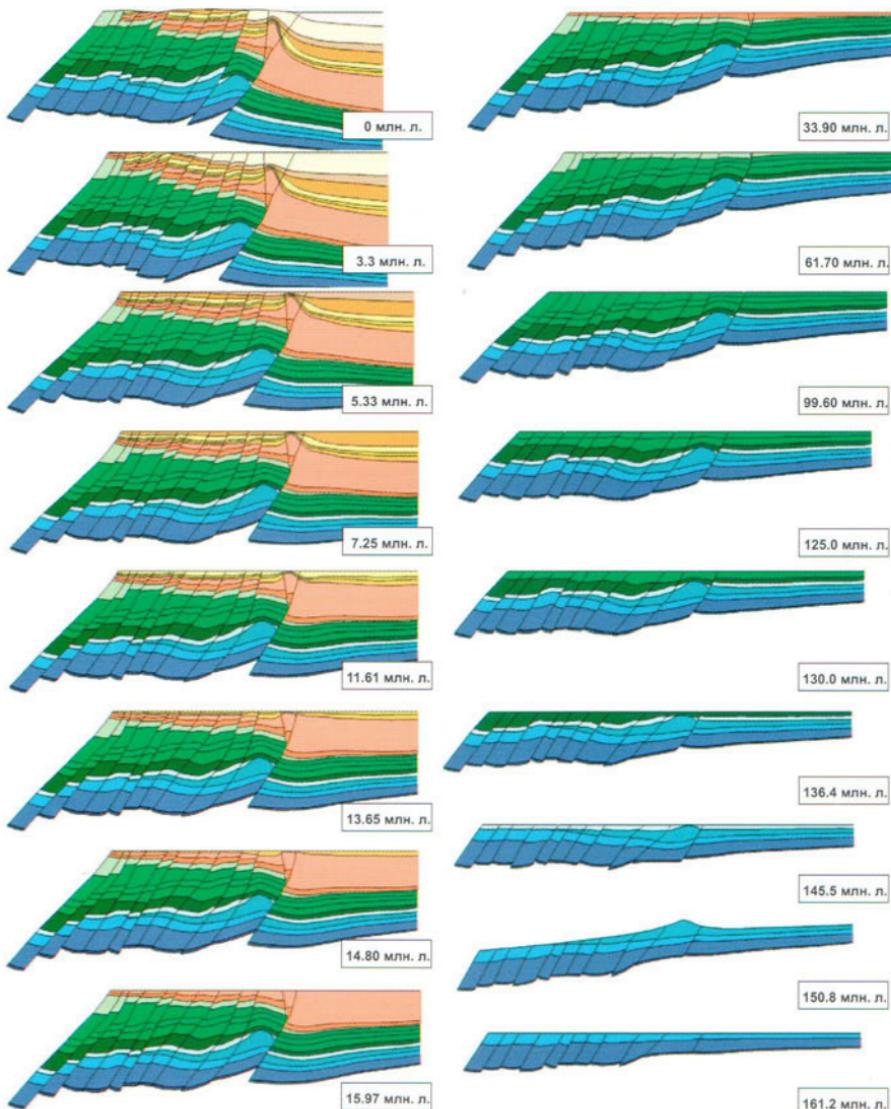


Рисунок 1.7. Палеоструктурные разрезы, характеризующие развитие зоны сочленения Собербашско-Гунайского синклиниория и Западно-Кубанского прогиба со средней юры до настоящего времени

Резюме по разделу «Структура»:

Общая схема восстановления структурного плана для ненарушенного взбросами и надвигами бассейна сводится к решению задачи разуплотнения для одномерной модели «псевдоскважины», путем восстановления пористости и мощности каждого введенного в модели слоя (пласта), на каждый момент времени расчета модели, начиная от самого древнего, когда мощность нижнего пласта в модели была равна нулю.

В структурной модели без надвиговых и взбросовых дислокаций проблема восстановления структурного плана решается процедурой разуплотнения в каждой точке пространства, если предположить, что 2D- или 3D-пространство модели состоит из множества 1D-псевдоскважин, для которых последовательно решаются уравнения, рассмотренные в п. 1.1. Собирая данные по координатам точек кровли пластов после процедур разуплотнения, программа создает поверхности, восстановленные на определенные временные отметки.

В случае сложного тектонического строения имеется возможность загрузки в программные комплексы для бассейнового моделирования палеоразрезов, полученных по результатам структурной реконструкции, проведенной с использованием дополнительных программных средств, или «вручную», используя известные правила (Яковлев, 2008; Ramsay, Huber, 1983, 1987) по восстановлению структурного плана до складкообразования. При этом автохтонные и аллохтонные блоки рассчитываются как отдельные модели.

Ссылки:

- Галушкин Ю.И.** Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефте-газоносности. – М.: Научный мир, 2007. – 456 с.
- Маринин А.В., Расцветаев Л.М.** Структурные парагенезы Северо-Западного Кавказа // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. – М.: Изд. ИФЗ РАН, 2008. – с. 191-224.
- Яковлев Ф.Л.** Количественные методы анализа природных механизмов формирования складок и систем линейной складчатости // Проблемы тектонофизики. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. – Изд. ИФЗ РАН, 2008. с. 149-188.
- Athy L.F.** Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. American Association of Petroleum Geophysicists Bulletin, v. 14, 1930. – pp. 1-24.
- Friedemann B., M. Di Benedetto, T. Fuchs, C. Lampe, S. Sciamanna.** Integrating structural geology and petroleum systems modeling – A pilot project from Bolivia's fold and thrust belt. Marine and Petroleum Geology, v. 26, 2009. – pp. 573-579.
- Hantschel T., Kauerauf A.I.** Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2009. – 476 p., doi: 10.1007/978-3-540-72318-9 1
- Marinin A.V.** The tectonophysical researches of the Semisamskaya anticline (North Western Caucasus fold and thrust belt). Geodynamics & Tectonophysics, v. 4 (4), 2013. – pp. 461-484. doi:10.5800/GT2013440113.
- Perrier B., Quiblier J.** Thickness changes in sedimentary layers during compaction history: methods for quantitative evaluation. AAPG Bulletin, v. 58, no. 3, 1974. – pp. 507-520.
- Ramsay J.G., Huber M.I.** The techniques of modern structural geology. Vol. 1. Strain Analysis. – London: Acad. Press., 1983. – 307 p.
- Ramsay J. G., Huber M.I.** The techniques of modern structural geology. Vol. 2. Fold and fractures. – London: Acad. Press. 1987. – pp. 308-700.
- Saintot A., Angelier J.** Tectonic paleostress fields and structural evolution of the NW-Caucasus fold-and-thrust belt from Late Cretaceous to Quaternary. Tectonophysics, v. 357, 2002. – pp. 1–31.
- Schneider F., J. L. Potdevin, S. Wolf, and I. Faille.** Mechanical and chemical compaction model for sedimentary basin simulators. Tectonophysics, v. 263, 1996. – pp. 307-313.
- Smith J. E.** The dynamics of shale compaction and evolution of pore fluid pressure. Mathematical Geology, v. 3, 1971. – pp. 239-263.

ЛИТОЛОГИЯ

После определения структурных границ модели необходимо задать литологический состав пород в пространстве между структурными поверхностями.

Методики прогноза коллекторов, покрышек и благоприятных условий для накопления материнских свит различаются по масштабам построения модели и степени изученности площади. Так, для региональных или малоизученных участков подразумевается использование принципов сейсмостратиграфии и секвентной стратиграфии с выделением сиквенсов 2-го порядка. В контурах выделенных сиквенсов прогнозируются грубозернистые и тонкозернистые осадки, которые ассоциируются с коллекторскими и неколлекторскими разностями. Примерами сиквенсов 2-го порядка являются крупные осадочные линзы, сформированные в течение 5–30 млн. лет.

Для площадей с данными бурения, а также с более частой сеткой сейсморазведочных профилей появляется возможность более дробного выделения сиквенсов 3-го порядка. Хорошим примером являются неокомские клиноформы Западной Сибири, Южно-Карского, Баренцевоморского и Енисей-Хатангского бассейнов, имеющие длительность накопления от 500 тыс. до 5 млн. лет. Ключевым инструментом выделения коллекторов является амплитудный анализ и инверсионные преобразования данных сейсморазведки.

Для более детальных моделей с некоторым количеством скважинного материала, методика прогноза литологии породных комплексов опирается на исследования керна и секвенс-стратиграфический анализ с выделением сиквенсов 4-го порядка по геофизическому каротажу скважин.

2.1 СЕКВЕНС-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ 2, 3, 4, 5-го ПОРЯДКА ДЛЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ

Выделение осадочных серий основано на секвенс-стратиграфической интерпретации во всех масштабах. Циклы второго порядка позволяют коррелировать в масштабе сотен километров, сиквенсы третьего порядка позволяют выделять основные пласти в масштабе десятков и сотен километров,

в то время как сиквенсы более высокого, четвертого и пятого, порядка позволяют выполнять тонкую нарезку и выделять проницаемые пласти в масштабе месторождения.

Расчленение осадочного разреза на секвенции и ее составные части (системные тракты) обеспечивает основу для корреляции разнофациальных отложений в различных бассейнах. При смене условий седиментации метод позволяет выявить: характер распределения в разрезе и по латерали осадочных комплексов, образующих секвенции; поверхности несогласий, связанные с перерывами в осадконакоплении вследствие размыва или ненакопления осадка; выделение и пространственно-временное размещение различных фациальных зон, характеризующих определенные части секвенций (Van Wagoner et al., 1990).

По определению П. Митчема (Mitchum, 1977) секвенция представляет собой комплекс пород, генетически связанных между собой и ограниченных сверху и снизу поверхностями несогласия или эквивалентными им согласными поверхностями. Полная осадочная секвенция состоит из трех частей, называемых системными трактами. Внутри секвенций (снизу вверх) различают тракт низкого стояния, трангрессивный и высокого стояния.

Для прогноза фациальных и литологических особенностей, выделенных между структурными границами комплексов, с учетом сейсмической картины записи и данных по описанию геологических разрезов, строятся секвенс-стратиграфические разрезы с той или иной степенью детализации (в зависимости от изученности) с указанием направленности эвстатических колебаний уровня моря, развития секвенций различных системных трактов (рис. 2.1).

Для ситуации, когда в бассейне нет данных бурения, такие построения, по сути, являются единственным способом прогноза литологии комплексов.

Для примера рассмотрим построение концептуальных моделей седиментации молодых бассейнов: олигоцен-миоценовый майкопский комплекс Туапсинского прогиба (предгорный прогиб Северо-Западного Кавказа) и эоцен-плиоценовый разрез Тюшевского прогиба Восточной Камчатки (преддуговой прогиб Курило-Камчатской островной дуги).

Туапсинский прогиб

Используя фактические данные исследования образцов, стратиграфический анализ сейсмопрофилей, региональные особенности седиментации майкопских отложений, анализ мощностей, данные по эвстатическому изменению уровня Мирового океана, теоретические основы геометрии накопления разнофациальных осадочных тел различных системных трактов, построена детальная модель седиментации юго-восточной части Туапсинского прогиба. Приведены палеоразрезы комплексов олигоцен-нижнемиоценовой седиментации на восьми временных отметках.

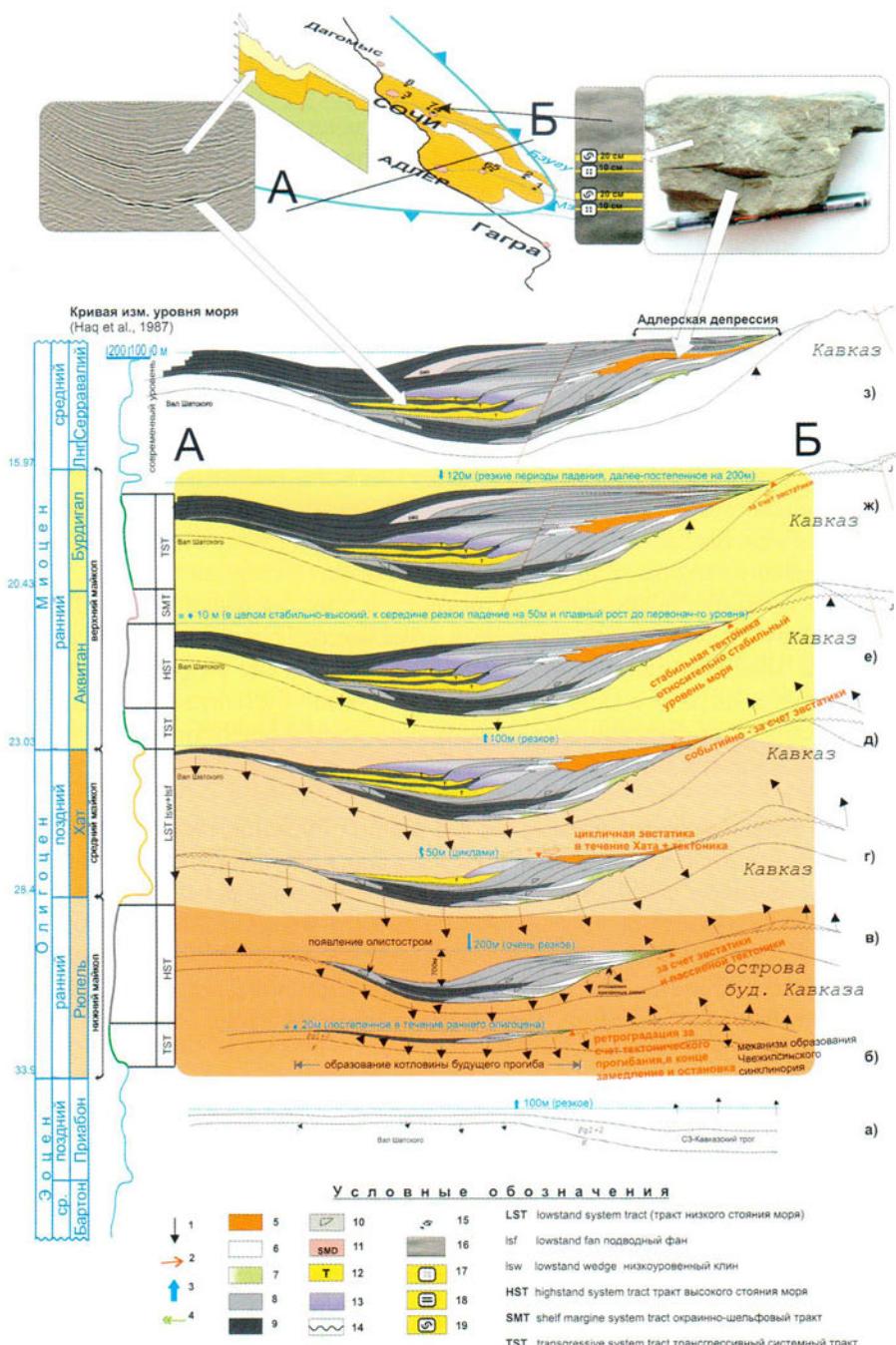


Рисунок 2.1. Концептуальная модель седиментации для юго-восточного замыкания Туапсинского прогиба (Астахов, 2014).

Условные обозначения к рисунку 2.1:

- 1 – направление тектонического движения фундамента в последующую стадию;
- 2 – направления движения береговой линии в последующую стадию, с указанием определяющего фактора;
- 3 – изменение уровня Мирового океана в последующую стадию, с указанием характера изменения;
- 4 – направление сноса обломочного материала;
- 5 – дельтовые отложения;
- 6 – шельфовые алевролиты и песчаники;
- 7 – авандельтовые алевролиты и песчаники;
- 8 – шельфовые глины;
- 9 – глины конденсированного разреза, обогащенные ОВ;
- 10 – олистостромы, оползневые явления на континентальном склоне;
- 11 – окраинно-шельфовый тракт;
- 12 – подводный фан подножия склона с телами и покровами песчаников;
- 13 – клин нижнего системного тракта;
- 14 – эрозионная поверхность;
- 15 – места отбора образцов;
- 16 – неколлекторы и плохо проницаемые породы;
- 17 – песчаники массивные без слойчатости;
- 18 – песчаники с горизонтальной слойчатостью центральных частей мелководного бассейна;
- 19 – песчаники с мульдообразной слойчатостью дельтовой природы.

Конец Эоцена (рис. 2.1 а). Вал Шатского представлял мелководную зону (до 50–100 м) хемогенного карбонатонакопления, сочленялся с более глубоким Кавказским трогом, характеризующимся увеличенными мощностями аналогичных отложений. Палеобассейн был значительно шире современных границ вышеназванных геоструктурных элементов. Переход к раннему олигоцену характеризуется довольно резким увеличением уровня Мирового океана на 100 м.

Начало раннего олигоцена (рис. 2.1 б). Характеризуется началом прогибания на валу Шатского и ростом системы островов Северо-Западного Кавказа и суши Главного хребта на относительно отдаленных расстояниях от нынешней береговой линии. Прогибание на начальном этапе (в отличие от роста) позволило создать аккумулятивную предтечу шельфа в виде наложенных авандельтовых клиноформ. Прогибание в течение раннего олигоцена – некомпенсированное, на фоне постепенного понижения глобального уровня моря на 30–40 м. Размывался поднятый палеоберег (эоценовый клиф) и принесенный речными системами более древний обломочный материал с островов будущего орогена. Пакет парасеквенций ретроградационный.

Конец раннего олигоцена (рис. 2.1 в). Ретроградационные парасеквенции трансгрессивного тракта (за счет тектонического прогибания и повышения уровня Мирового океана) сменяются на конец раннего олигоцена агграда-

ционным характером накопления, за счет периода ослабления и, возможно, приостановки тектонического прогибания. Уровень моря остается неизменным и за счет обильного речного сноса с Кавказа, происходит проградация шельфа в сторону углубления бассейна. Анализ мощностей Чвежипсинского эоцен-палеоценового синклиниория говорит о первоначальном прогибании центральных частей Туапсинского прогиба.

Начало позднего олигоцена (рис. 2.1 г). Происходит резкое снижение уровня Мирового океана на 200 м. За счет этого можно предполагать осушение аккумулятивного образования шельфа с развитием речной сети (о чем свидетельствуют описанные в обнажениях Адлерской депрессии песчаники) и особым режимом осадконакопления на образовавшемся склоне и подножии. Идет распространение дистрибутивной системы подводных фанов с прослойями песчанистого материала турбидитными потоками разной плотности. Накопление подводной системы фанов происходит у подножия, сформированного на момент накопления склона. Причем наиболее крупнообломочный материал откладывается в палеодепрессиях подножия.

Конец позднего олигоцена (рис. 2.1 д). В течение позднего олигоцена происходит изменение уровня моря на 50–60 м. Это находит свое отражение в накопленных обособленных сериях толщ турбидитных песчаников и алевролитов в погруженной части бассейна.

Начало раннего миоцена (рис. 2.1 е). На начало раннего миоцена обстановки накопления переходят к трансгрессивной фазе. С учетом ослабевающего тектонического прогибания и стабильного уровня моря пакеты парасеквенций агградируют, осадки преимущественно тонкодисперсного состава, особенно на погружении — конденсированные отложения. Происходит переход к тракту высокого стояния. Тектоническое прогибание наименьшим образом затрагивает Адлерскую депрессию.

Конец раннего миоцена (рис. 2.1 ж). Тектоническая инверсия происходит повсеместно на Валу Шатского и в Туапсинском прогибе. Это вызывает уменьшение пространства аккомодации. Снижение уровня моря на границе аквитана и бурдигала приводит к накоплению комплексов окраинно-шельфового тракта, сменяясь далее трансгрессивными отложениями. Адлерская депрессия, по-видимому, испытывала поднятие, сопровождавшееся размывом верхне-майкопских отложений, что запечатлено на сейсмических разрезах.

Начало среднего миоцена (рис. 2.1 з). Заметно увеличенная карбонатность пород тархана говорит об уменьшении глубин. Далее происходит осушение большей части Туапсинского прогиба с врезанием речных систем чокрака в майкоп, а впоследствии — эрозия каналами, которая происходила до эоценовых отложений. Майкоп Адлерской депрессии оставался сушей до конца миоцена.

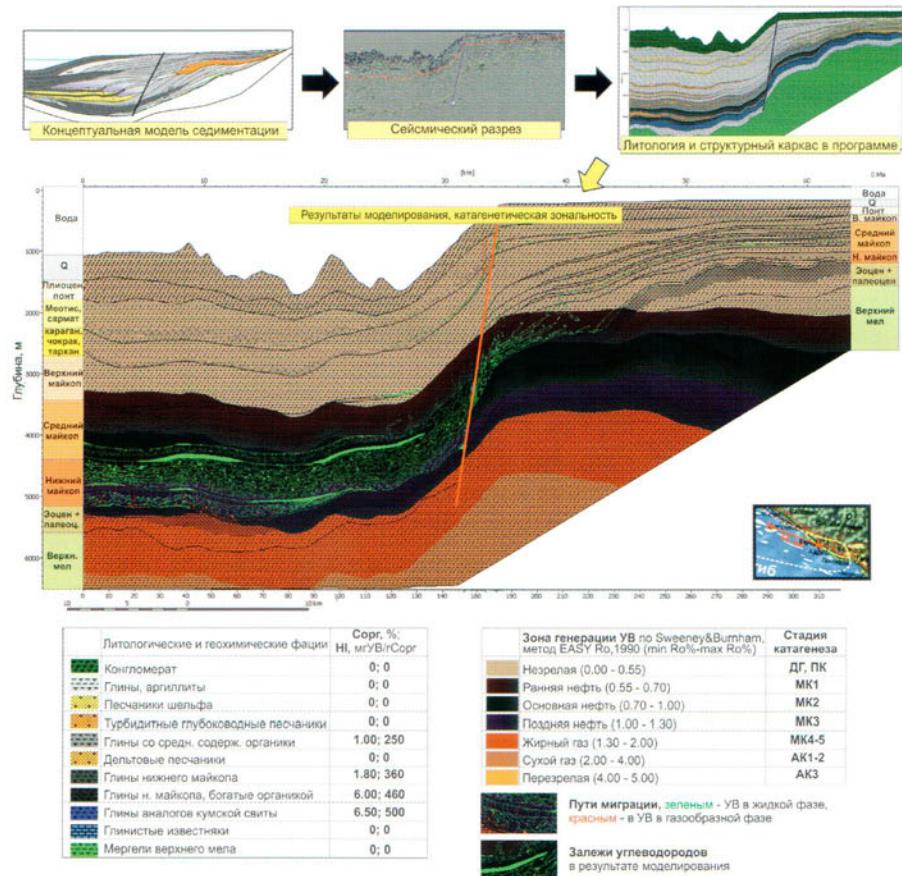


Рисунок 2.2. Схема использование концептуальной модели седиментации и данных сейморазведки для бассейнового моделирования на примере Туапсинского прогиба (Астахов, 2014)

Значительное углубление и деформации сжатия майкопского бассейна (со значительным выжиманием пластичных толщ, диапиритом, линейной складчатостью) со смещением по серии продольных разломов субкавказского простирия происходило в постлемиоценовое время. Наиболее интенсивные деформации и формирование современной структуры кровли майкопских отложений Туапсинского прогиба приходились на плиоцен-плейстоценовое время (роданская и валахская фазы Альпийской складчатости).

Общая схема анализа данных сейморазведки, результатов построения концептуальной модели для литологического определения построенного структурного каркаса показана на рисунке 2.2. Для наглядности на рисунке также представлен дальнейший расчет модели с аккумулированными зале-

жами углеводородов, что становится возможным после геохимической идентификации разреза (подробнее см. раздел 4).

Восточно-Камчатский прогиб (Тюшевский прогиб)

Для целей дальнейшего бассейнового моделирования необходимо провести литологическое расчленение по одному из сейсморазведочных профилей на региональном этапе изучения бассейна. Секвенс-стратиграфический разрез (рис. 2.3) отражает характер осадконакопления по простиранию вытянутой в северо-восточном направлении Столбовской депрессии Тюшевского прогиба. На юге происходит верхнемиоценовая трансгрессия, предшествовавшая общему подъему территории с последующей эрозией осушенных участков.

На разрезе можно выделить 2 секвенции. Нижняя — секвенция 2-го типа и верхняя — секвенция 1-го типа. Характерной особенностью нижней секвенции является наличие четко выраженного окраинно-шельфового тракта, что позволяет отнести описываемую секвенцию ко 2-му типу. Формирование такого системного тракта происходит, когда скорость падения уровня моря на «брюке» шельфа равна или немного меньше скорости его погружения. При этом фактически не происходит относительного падения уровня моря.

Окраинно-шельфовый системный тракт представлен комплексом слабо проградирующих мелководно-морских осадков, которые могли накапливаться как в мелководной, так и в глубоководной части шельфа. В центральной части сегментов проградирующих клиноформ отлагаются прибрежно-морские песчаные осадки. Учитывая достаточно большую мощность отложений этого системного тракта и относительно небольшие скорости продвижения шельфовых обстановок осадконакопления от суши в сторону моря, предполагается большая мощность и площадь песчаного материала, что находит отражение на сейсмической записи в виде динамически выраженных пакетов осей синфазности. От нижележащих отложений он отделен несогласием, которое с точки зрения сейсмостратиграфии является подошвенным прилеганием (рис. 2.3). Тракт отвечает накоплению верхней ветловской свиты и станиславской свиты, а также нижней чажминской подсвиты.

Выше по разрезу отложения первой секвенции, отнесенной нами ко 2-му типу, перекрываются отложениями секвенции первого типа. Граница между ними представлена подошвенным налеганием. Она характеризуется следами субаэральной экспозиции, эрозионным рельефом и смещением фаций в сторону бассейна. На границе секвенций весьма вероятно образование русел и каналов врезания, на данном разрезе они слабо различимы, а также сносом грубообломочного материала с мелководной части бассейна в более глубоководную зону. В условиях регрессии, из обломочного материала, сносимого с постепенно размываемой суши, здесь формируются осадки тракта ранней стадии низкого стояния уровня моря. Они накапливались у подножия континентального склона в виде конусов выноса. В глубоководной части бассейна формируются подводные конусы выноса, сложенные грубозернистыми осадками.

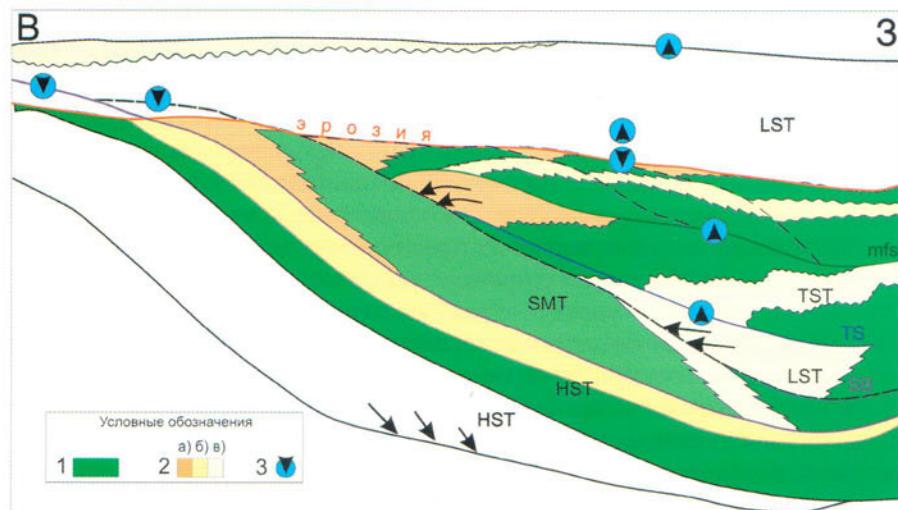


Рисунок 2.3. Сейсмостратиграфический разрез по сейморазведочному профилю (Восточно-Камчатский прогиб) (Астахов и др., 2014)

Условные обозначения к рис. 2.3: 1 – Тонкозернистые преимущественно глинистые отложения; 2 – Грубозернистые отложения: а) Прибрежно-морские, б) Шельфовые, в) Подножия склона; 3 – Изменение уровня моря после накопления отложений системного тракта; mfs – поверхность максимального морского затопления; LST – низкоуровенный тракт; HST – тракт высокого стояния моря; SMT – окраинно-шельфовый тракт; SB – граница секвенции; TS – трансгрессивная поверхность.

На сейсмическом разрезе тракт представлен низкоуровенным фаном, дельтовая и шельфовая его части срезаны дальнейшей эрозией. Комплекс соответствует нижней части верхней чажминской подсвиты с резким преобладанием песчанистого материала.

На позднем этапе формирования тракта низкого стояния происходит стабилизация уровня моря в его самом низком положении и медленное поднятие, которое не компенсирует скорость накопления осадков. Осадочный материал накапливается на шельфе, и фронт седиментации движется в сторону континента в виде трансгрессивной серии. Это фиксируется на разрезе в виде смены характера напластования с проградационного на ретроградационный и характеризуется подошвенным налеканием. Верхней границей трансгрессивного системного тракта (TCT) является поверхность максимального затопления. TCT отвечает верхам верхне-чажминской подсвиты.

На разрезе выражена поверхность подошвенного прилегания отложений трансгрессивного системного тракта и тракта высокого стояния уровня моря. На границе трансгрессивного и верхнего системного тракта в наиболее мористой части бассейна прогнозируется формирование конденсированных отложений, которые представлены маломощной пачкой глубоководных, обогащенных органическим веществом осадков, отвечающей достаточно длительному временному интервалу. Верхний системный тракт представлен

комплексом аградационных и проградационных отложений с более или менее отчетливой клиноформной геометрией слоев. По направлению к суше отложения верхнего системного тракта налегают на границу секвенций, а в сторону открытого моря — подошвенно прилегают к кровле трансгрессивных отложений. Верхний системный тракт в кровле ограничен границей секвенций, а в подошве — поверхностью максимального затопления. Впоследствии происходило дальнейшее сокращение поверхности аккомодации за счет понижения уровня моря и тектонического поднятия территории.

Описываемые обстановки сохранялись до миоцена, после чего наблюдается резкое понижение уровня моря. В восточном направлении возрастает роль моласс в осадконакоплении и происходит эрозионное срезание накопившихся в обстановках шельфа осадков с запада. На это указывает резкая эрозионная поверхность, прослеживаемая по всей длине разреза. В период формирования осадков, начиная с палеоценена и заканчивая миоценом, существовала океаническая дуга, поставляющая в бассейн осадконакопления вулканогенный материал.

Итак, схема прогноза коллекторов в Тюшевском прогибе начинается с построения концептуальной модели седиментации по одному из сейсморазведочных профилей, с учетом результатов изучения каменного материала. Исходный сейсморазведочный профиль, пересекая осадочную линзу, запечатал все основные сейсмостратиграфические отношения участвующих в разрезе толщ. Построенная модель была перенесена на перспективный объект, выделенный на одном из соседних профилей, что позволило отразить в программном комплексе прогноз литологических разностей настолько, насколько это возможно без пробуренных скважин. (рис. 2.4).



Рисунок 2.4. Принципиальная схема прогноза коллекторов и покрышек для бассейнового моделирования по данным сейсмостратиграфического анализа.

Для выделения сиквенсов третьего порядка и прогноза литологических разностей на этой основе целесообразно пользоваться данными инверсионных преобразований сейсмических профилей и кубов. Зачастую данные амплитудного анализа способны дать полезную информацию. Инверсионные преобразования традиционно направлены на поиск коллектора. Однако в последнее время, ввиду развития в нашей стране искусственного ажиотажа на нетрадиционные ресурсы (в том числе сланцевую нефть), появилась необходимость прогноза богатых фосилизированной органикой толщ. Из уст руководителей некоторых сервисных геофизических предприятий звучат заяв-

ления о возможности прогноза соответствующих параметров по данным инверсии, вплоть до содержания Сорг. Пока результатов этих работ вживую никто не видел, но при существовании таковой возможности в ближайшем будущем сочетание этой технологии с бассейновым моделированием сулит функциональную связку программных продуктов. Пока же прогноз благоприятных условий для накопления богатых органикой отложений строится на поиске поверхностей максимального затопления.

К верхней части трангрессивного цикла приурочены так называемые конденсированные разрезы. Примером его служит баженовская свита, на рисунке выделенная черным (рис. 2.5). Также на рисунке выделены (на верхней врезке) песчаные линзы, подтвержденные впоследствии бурением. Верхняя относится к шельфовой части, нижняя — к фановой линзе турбидитной природы нижнего системного тракта (ачимовская толща). Ниже баженовской свиты и абалакской свиты залегают отложения тюменской свиты средней юры. Расчленить эти отложения по результатам инверсии не представляется возможным, так как мощность отложений лежит до разрешающей способности сейсморазведки. Удовлетворительный прогноз литологического строения в межскважинном пространстве возможен с применением седиментологических исследований керна ряда пробуренных скважин с выделением сиквенсов 4-го и 5-го порядков по данным ГИС.

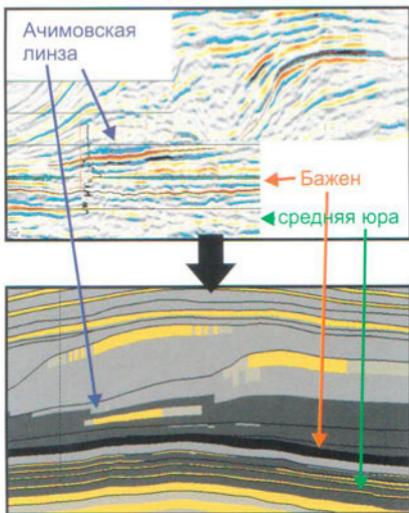


Рисунок 2.5. Использование данных амплитудного анализа для литологического расчленения разреза на примере неоком-среднеюрских пород севера Западной Сибири

Для каждого типа обстановок осадконакопления определяется методика корреляции, основываясь на принципах сиквенс-стратиграфии и с учетом особенной геометрии песчаных тел, определенных в ходе седиментологического анализа керна и ГИС. Для уточнения правильности выполняемой корре-

ляции на каждом этапе отбивки, созданные на базе ГИС, сверяются с волновой картиной сейсмических разрезов.

По результатам анализа керна и ГИС и на основании выделенных ранее секвенс-стратиграфических циклов 2–3 порядков проводится более мелкое расчленение разреза на циклы 4–5-го порядков по преобладающим обстановкам осадконакопления. Стоит отметить, что в условиях слабой стратиграфической изученности многие отложения невозможно однозначно разделить на циклы 4-го или 5-го порядка. Деление производится условно с учетом седimentологического, палеонтологического и других доступных анализов. В таких условиях трудно определить с циклами 4-го или 5-го порядка мы имеем дело.

Для корреляции выбираются базовые линии, включающие все разведочные скважины в крест и по простиранию пород, и в соответствии с предполагаемой палеогеографической зональностью. Базовыми линиями для корреляции являются поверхности MFS (поверхность максимального затопления) 2–3 порядков (рис. 2.6), которые зачастую отражают региональные или глобальные повышения уровня моря и являются самыми надежными реперами для проведения дальнейшей корреляции сиквенсов 4-го порядка.

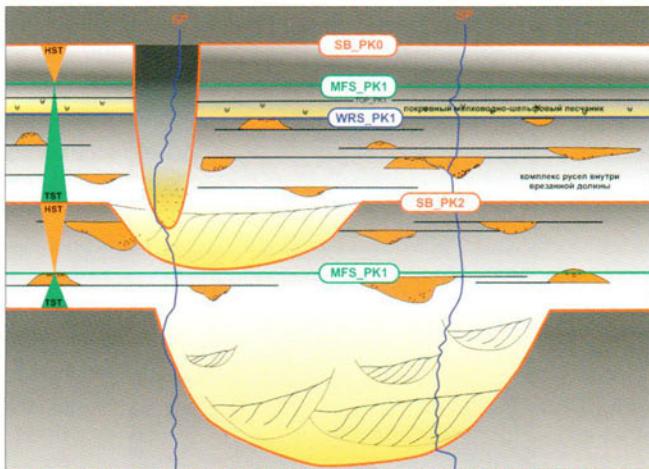


Рисунок 2.6. Ассоциации песчаных тел и соответствующие им системные тракты с характерной формой кривой ПС (север Западной Сибири).

TS/MFS (трансгрессивная поверхность/поверхность максимального затопления) 4-го порядка каждого элементарного сиквенса представляет палеогоризонты (линии синхронных осадков в дельтовой равнине/изохронные поверхности), опираясь на которые можно восстановить первоначальную осадочную геометрию и проводить корреляцию нижележащих и вышележащих отложений, которые формировались за счет локальных и региональных колебаний моря, смены фациальных обстановок. В границы каждого сиквенса 4-го, возможно, 5-го порядка, заключено 1–2 крупных осадочных тела

(рис. 2.6). Это чаще всего совпадает с попластовой стратиграфической корреляцией отдельного месторождения.

Таким образом, при проведении стратиграфической корреляции месторождений необходимо учитывать секвенс-стратиграфическое расчленение, выполненное последовательно от более крупных циклов к мелким. В итоге, по результатам анализа керна и ГИС скважин, изучаемое месторождение разбивается по интервалам в соответствии с принятыми стратиграфическими группами пластов, с секвенс-стратиграфическими циклами 4–5-го порядков и по преобладающим обстановкам осадконакопления.

В заключении описания методик прогноза коллекторов отметим возможности математического моделирования в этой области. Сегодня на рынке предложены программы для так называемого седиментационного моделирования. Сложные системы дифференциальных уравнений моделируют процессы терригенной и карбонатной седиментации в зависимости от нескольких основных входных параметров. Эта технология слабо развивается последние 30 лет и не достигла такой же степени зрелости как симуляторы бассейнового моделирования или гидродинамических процессов. Возможность использования этой методики проверялась на примере неокомского комплекса Западной Сибири (рис. 2.7). Общим выводом является невозможность на сегодняшний момент достаточно откалибровать полученные результаты из-за значительных неопределенностей, связанными с невозможностью хотя бы примерной оценки всех необходимых для ввода параметров: сложность восстановления начальной палеогеоморфологии основания слоя, а также невозможность учета синтектонических процессов (каждая следующая поверхность – результат накопления слоя без деформации); необходимость ввода времен, точек и точных объемов каждой моделируемой фракции периодов привноса терригенного материала; необходимость ввода частной кривой изменения уровня моря.

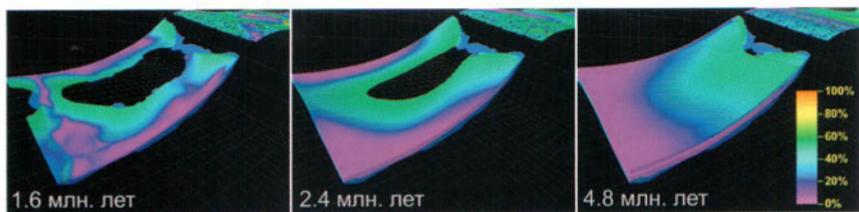


Рисунок 2.7. Результаты седиментационного моделирования в условиях Западной Сибири, неокомский клиноформенный комплекс (цветовой палитрой указано процентное содержание песчаной фракции (0.1-2 мм) в комплексе смоделированных отложений пласта на различные временные шаги; точка сноса материала расположена в правом верхнем углу)

Поэтому к результатам построений необходимо относиться с осторожностью и избирательно подходить к дальнейшему использованию в бассейновом моделировании, основной упор делая на секвенс-стратиграфические построения и опыт литологов при прогнозе коллекторов. Седиментацион-

ное же моделирование с оговоркой "на сегодняшний момент" остается виртуальной лабораторией по принципу "что если".

2.2 ПАЛЕОБАТИМЕТРИЯ

Восстановление палеогеоморфологии и палеобатиметрии является одной из важных задач моделирования, так как степень погружения осадочных пород определяет их катагенетическое преобразование. С другой стороны, в случае бокового наращивания есть необходимость определять палеогеоморфологию морского дна для того, чтобы избежать возникновения ложных ловушек на момент фазы миграции нефти и газа. Для Западно-Сибирского бассейна восстановление палеогеоморфологии возможно выравниванием на баженовскую свиту, которая условно считается реперной (рис. 2.8), так как представляет собой поверхность «конденсированного разреза» в условиях седimentации на дне океанского или морского бассейна (вне зон развития аномальных опесчаненных разрезов).

Помимо «механических» методов для выяснения палеогеоморфологии, большую роль для определения обстановок осадконакопления играют седиментологические и петрографические исследования породы (из керна и образцов обнажений). Зная обстановку седimentации, мы можем восстановить глубину бассейна в точке отбора образца. Совместив данные по точкам, правомерно строить палеогеоморфологические профили и схемы.

На рисунке 2.9 приведена упрощенная схема наиболее распространенных текстур и соответствующие им обстановки осадконакопления:

- а) мульдообразная — речные;
- б) параллельная — дельтовые;
- в) косая — прибрежно-морские;
- г) течения — глубоководно-морские.

Например, построенная модель седimentации майкопского комплекса Сочи-Адлерской депрессии, представленная в п. 2.1, как основа для прогноза коллекторов на региональном этапе, базировалась в первую очередь на минералого-петрографических исследованиях образцов майкопских пород в Адлерской депрессии. Пример седиментологического описания шлифа и макроописания образца с мульдообразной слоистостью приведен ниже (рис. 2.10, Астахов, Хардиков, 2011).

Строение разреза и текстурно-структурные особенности комплекса отложений, описанного в разрезах по рекам Мzymта, Бзугу (Астахов, 2011), указывают на то, что их формирование происходило в условиях лавинной седimentации, связанной с выдвижением дельты реки, впадавшей в морской бассейн с северо-востока, и не полностью компенсированным прогибанием дна.

Мульдообразная слоистость образовалась в результате последовательного осаждения материала на дне и склонах эрозионных ложбин, впадин, карманов, образованных на дне струями турбулентного неравномерного потока.

Косые прямолинейные слойки, упирающиеся как в нижний, так и в верхний слоевой шов, образовались в однородных, хорошо сортированных, чаще всего, песчаных осадках при малой скорости потока, близкой к нижнему пределу существования песчаных гряд на его дне.

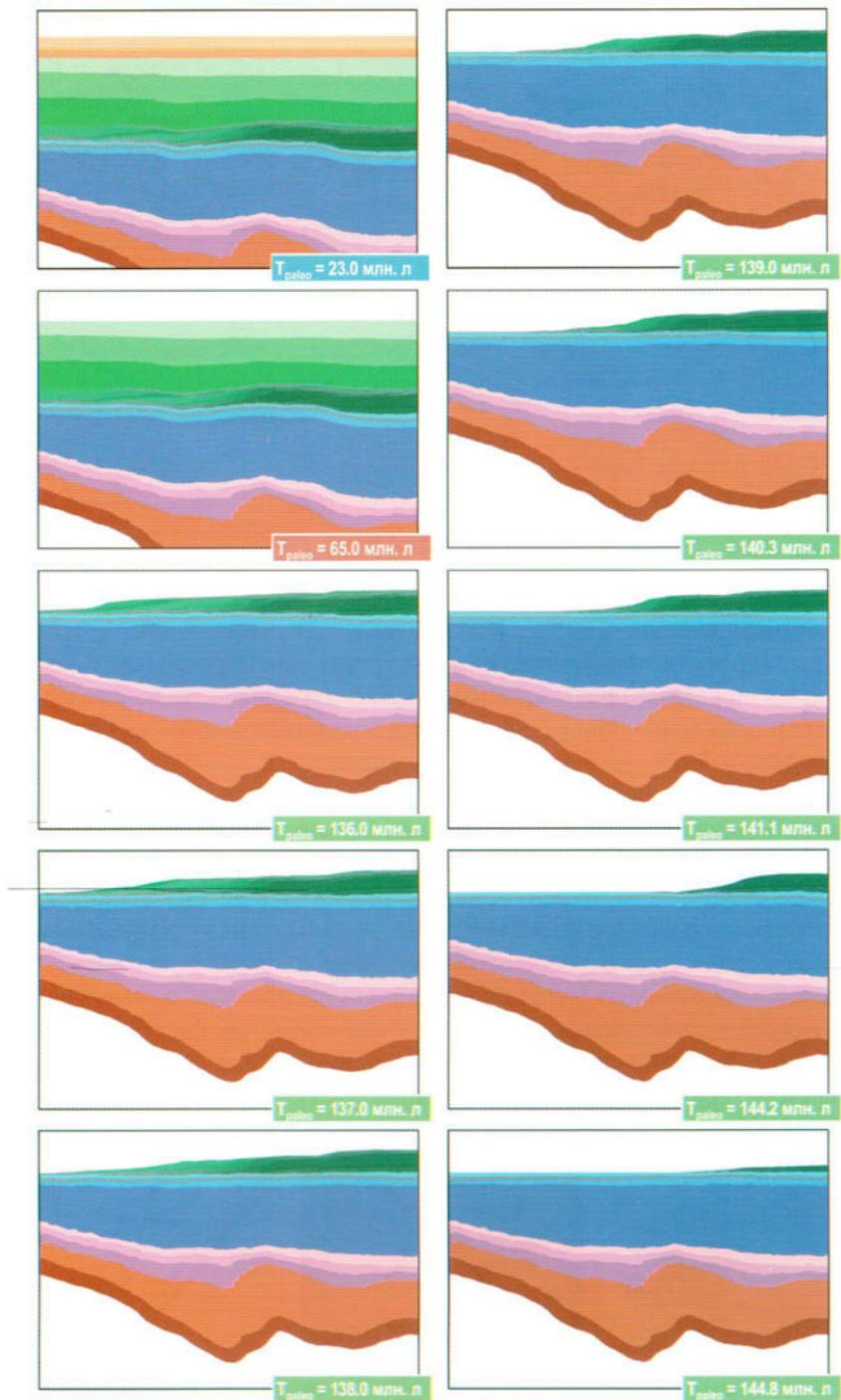


Рисунок 2.8. Изменение палеогеоморфологии морского дна во время накопления неокомского шельфа (клиноформный комплекс).

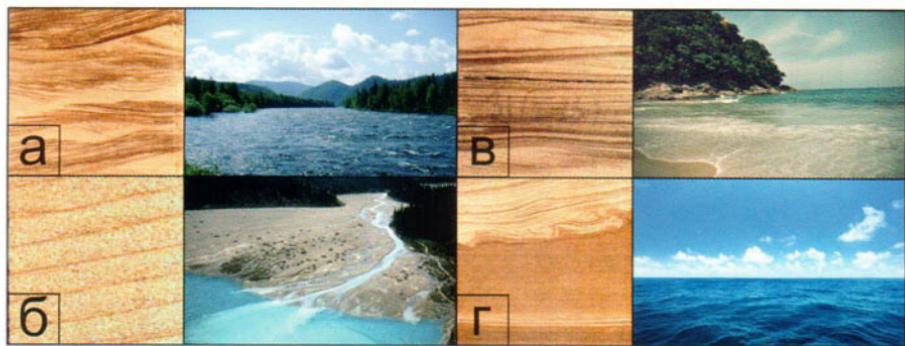


Рисунок 2.9 Обстановки осадконакопления с характерными текстурами в керне и образцах обнажений (Астахова А.А., Хардиков А.Э., публикуется впервые)

В течение времени формирования отложений существовали периоды застукиания дельтового привноса. Им соответствуют прослои горизонтально-слоистых глин. Низкая степень окатанности и средняя степень сортировки обломочного материала говорят об отсутствии донных течений и высокой скорости осадконакопления.

Указанная зависимость морфологии дна, а, следовательно, и текстуры осадка от скорости течения справедлива только для нормальных супензий, не обладающих повышенной плотностью. В турбидных течениях высокой плотности осаждение обломочных частиц подчиняется иным закономерностям. Слоистые текстуры в турбидитах не образуются.

Петрофонд обломочного материала позволяет считать, что размыву подвергался береговой клиф, сложенный эоценовыми известняками. Аркозовая компонента терригенной части пород указывает на интенсивный размыв сиалического субстрата растущей горной системы. Глауконит и кальцитовый цемент, имеющие инситное происхождение, указывают на нормально морские и умеренно тепловодные условия бассейна осадконакопления.

В заключение отметим, что приведенные выше примеры показывают важность использования литологических исследований при бассейновом моделировании. Для детального изучения методики следует обратиться к специальной литературе (Хардиков, Холодная, 2011).

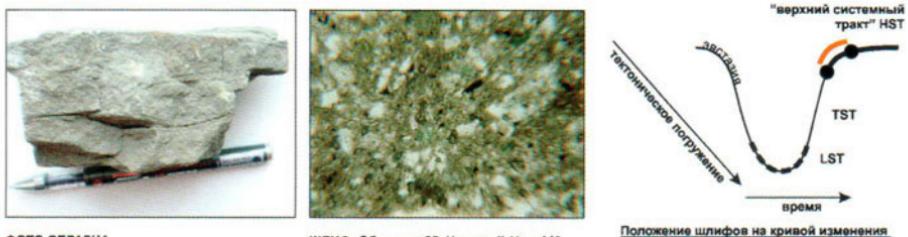


ФОТО ОБРАЗЦА

ШЛИФ: Объектив 25. Николи // Ув. x140

Положение шлифов на кривой изменения уровня моря

Рисунок 2.10 Фото шлифа (посередине), образец породы (слева) и положение шлифа на кривой изменения уровня моря (справа) майкопского песчаника (сочинская свита) (Астахов, Хардиков, 2011)

Резюме по разделу «Литология»:

Методики литологического расчленения разреза для целей бассейнового моделирования зависят от масштаба модели и, соответственно, степени изученности. Цель — прогноз коллекторских горизонтов и покрышек. В меньшей степени возможности секвенс-стратиграфии распространяются на прогноз материнских свит.

Однако есть возможности оценки благоприятных условий для накопления конденсированных разрезов. Для регионального и зонального масштаба моделирования используется расчленение разреза на уровне секвенсов 2-го и 3-го порядка. При этом основным материалом являются сейсмические разрезы.

В масштабе прогноза коллекторов в пределах пластов используется расчленение пласта или формации (свиты) на уровне секвенсов 4-го порядка по данным геофизических исследований скважин.

Важнейшим аспектом прогноза является возможность оценки палеобатиметрии литологическими методами.

Ссылки:

Астахов С.М. Оценка углеводородного потенциала Туапсинского прогиба на основе методик бассейнового моделирования: диссертация на соискание ученой степени канд. геол.-минер. наук. – Ростов-на-Дону, 2011. – 237 с.

Астахов С.М., Хардиков А.Э. Модель формирования майкопских отложений Туапсинского прогиба в связи с прогнозом их коллекторских свойств // Осадочные формации юга России и связанные с ними полезные ископаемые: материалы Всеросс. науч. конф., проведенной при финансовой поддержке РФФИ, проект № 11-05-06-008. – Ростов-на-Дону: СКНЦ ВШ ЮФУ, 2011. – с. 43–49.

Астахов С.М. Секвенс-стратиграфическая модель седиментации и моделирование кайнозойской нефтегазовой системы Адлерской депрессии с прилегающими зонами Туапсинского прогиба // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2014, №3. – с. 38-46.

Астахов С.М., Попруженко С.В., Лопатин В.Б., Литвинов А.Ф., Берешполец А.И. Особенности геологического строения Столбовской впадины (Восточно-Камчатский прогиб) и прогноз нефтегазоносности на основе применения бассейнового моделирования // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2014, №6. – с. 35-44.

Хардиков А.Э., Холодная И.А. Петрография и петрология магматических и метаморфических пород. – Ростов-на-Дону: Изд-во ЮФУ, 2011. – 324 с.

Mitchum R.M., Vail P.R., Tompson S. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 2. Depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis, AAPG Memoir 26. – pp. 53-62.

Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Campion K.M. and Rahmanian V.D. Siliciclastic Sequence Stratigraphy. In: Well logs, Cores and Outcrops, American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series. Tulsa, No 7, 1990. – 55 p.

ТЕМПЕРАТУРА

Построение структурной и литологической модели составляет решение статической части задачи по компьютерному моделированию нефтегазообразования. Динамическая часть задачи моделирования начинается с задания параметров температурного поля осадочного бассейна на протяжении всей истории его развития, и продолжается в моделировании генерации, миграции и аккумуляции нефти и газа.

Одним из ключевых факторов нефтегазогенерации является преобразование органического вещества под воздействием температуры. До работ по экспериментальному обоснованию динамокатагенеза, тепло недр, наряду с фактором времени, являлось, чуть ли не единственным двигателем нефтегазообразования. Поэтому прогнозу тепловой истории бассейна уделялось и продолжает уделяться значительное внимание.

В данном параграфе описывается теоретическая (аналитическая) методика восстановления температурного поля. Параграфы 3.2, 3.3 раскрывают достижения статистического подхода, основанного на общении большого объема фактического материала для решения проблемы влияния конвективного теплового потока на фактические термограммы в осадочных бассейнах. Эффективно решить задачу восстановления температурного поля на протяжении развития осадочно-породного бассейна возможно при совмещении описанных методик. Необходимо рассчитать кондуктивный тепловой поток с учетом частных теплопроводностей и теплогенерации участвующих в разрезе пластов, а затем применить уравнения для коррекции на конвективный тепловой поток исходя из данных статистических обобщений по принципу актуализма, учитывая геодинамическую и геоморфологическую эволюцию бассейна за всю геологическую историю.

3.1 ВОССТАНОВЛЕНИЕ НАПРЯЖЕННОСТИ ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ГРАНИЧНЫХ ЗНАЧЕНИЙ

Методики решения геотермических задач строятся на уравнении теплопроводности, которое предполагает задание граничных условий области счета. Теоретическое или расчетное распределение тепла в осадочной толще

бассейна контролируется в большинстве случаев (Смирнов, 1980; Галушкин, 2007; Hantschel, Kauerauf, 2009) заданием значения глубинного теплового потока, который без влияния конвективных эффектов на всю длину разреза постоянен:

$$q = \lambda \Delta T / \Delta Z; \quad (3.1.1)$$

Также в осадочных слоях происходит собственная генерация тепла за счет радиоактивных элементов, содержащихся в основном в глинистых породах. Суммарный тепловой поток, таким образом, будет нарастать снизу вверх на величину Δq_i генерации радиоактивного тепла осадками каждого слоя.

радиоактивный вклад:

$$\Delta q_i = Q_r \Delta Z_i (1 - \varphi_i) \quad (3.1.2)$$

$$T_i = T_{swi} + \sum \Delta T_i \quad (3.1.3)$$

$$\Delta T_i = q_{bulk} \Delta Z_i / \lambda_i \quad (3.1.4)$$

$$q_{bulk} = q + \sum \Delta q_i, \quad (3.1.5)$$

где ΔZ_i – мощность слоя i ; λ_i – теплопроводность i слоя осадков; q – глубинный тепловой поток; Q_r – теплогенерация за счет радиоактивных элементов; ΔT – градиент температур; T – температура i слоя осадков; φ_i – пористость слоя; $\sum \Delta T_i$ – сумма градиентов температур слоев выше i -того слоя до поверхности с температурой T_{swi} ; q_{bulk} – тепловой поток с учетом радиоактивного вклада.

Восстановление палеотемператур начинается с расчетов Δq по формуле (3.1.2) снизу вверх от нижнего слоя. После расчета вклада собственной теплогенерации осадками для каждого слоя, находим q_{bulk} как сумму глубинного теплового потока (который постоянен по разрезу) и Δq нижележащих слоев. Далее находим T_i по формулам (3.1.3-3.1.5), причем расчет $\sum \Delta T_i$ идет сверху вниз.

Неизвестные φ_i , ΔZ_i – пористость и мощность слоя – получены в предыдущих расчетах (параграф 1.1). Q_r – среднемировые значения для пород с различной литологией (даны в таблице 1.1).

$$\lambda_i = \lambda_m^{(1-\varphi_i)} \lambda_w^{\varphi_i}, \quad (3.1.6)$$

где:

λ_i – общая теплопроводность слоя; λ_m – теплопроводность матрицы пород слоя (твердой части); λ_w – теплопроводность воды; φ_i – пористость слоя на момент t .

λ_m на момент t может быть получена через линейную зависимость от температуры:

$$\lambda_m'(T) = \lambda_m^0 / (1 + \lambda_T T) \quad (3.1.7)$$

λ_m^0 - теплопроводность слоя при 0°C; λ_T – изменение теплопроводности при изменении температуры на один градус (среднемировые параметры таблица 1.1).

После того, как нам стали известны основные уравнения расчета теплового режима недр за счет кондуктивного теплопереноса, в конечной задаче необходимо задать граничные условия: тепловой поток «снизу» границы «осадочный чехол – верхняя мантия» и температуру «сверху» поверхности нейтрального слоя или границы «осадок – водоем» (рис. 3.1).

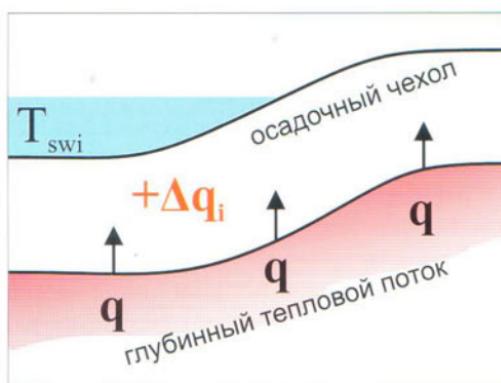


Рисунок 3.1. Граничные условия для формирования температурного поля осадочного чехла

Что касается температуры поверхности, она имеет зависимость по площади от географической широты и, соответственно, климатически обусловленной среднегодовой температуры, и, с другой стороны, от глубины водоема. Если не проводить собственные палеоклиматические исследования, то имеет смысл пользоваться общими закономерностями изменения этой температуры (рис. 3.2, Wygrala, 1989).

Сложные закономерности существуют для привязки теплового потока к определенным времененным отметкам геологической истории бассейна. На сегодняшний день расхожим упрощением является привязка современных значений теплового потока к геодинамической трансформации земной коры. Такая эволюция описывается циклом Вилсона от зарождения континентального рифтинга, развития срединно-океанического хребта до пенепленизации коллизионных сооружений на континенте. К определенным стадиям действительно можно привязать средние значения теплового потока на примере современных бассейнов (рис. 3.3).

Сложность и дальнейшие ошибки при использовании такого подхода сводятся к трем основным группам рисков: 1) среднему значению ТП; 2) проблемам с установлением геодинамической истории бассейна; 3) механизмам формирования бассейнов. Если сообществом геотермиков и гео-

динамиков в общем получен консенсус относительно зависимости теплового потока от времени формирования коры в рифтовых окраинных бассейнах (закон \sqrt{t} , Sclater et al., 1980), то для внутрикратонных бассейнов этот принцип часто не работает. Артюшков Е. В. предлагал механизм эклогитизации нижней мантии как альтернативу процессов растяжения коры для объяснения погружения бассейнов (Артюшков, 1993).

Другой явной проблемой была долгое время существовавшая парадигма экстраполяции значений геотермического градиента первых сотен метров на километровые глубины, что абсолютно неправомерно. Тем не менее, среди модельеров продолжает действовать принцип актуализма по усредненным значениям теплового потока в геодинамически разнородных бассейнах (рис. 3.3, табл. 3.1). Это связано с неразработанностью методик более качественного прогноза температурного поля в малоизученных бассейнах. Чувствительность бассейновых моделей с учетом вариаций тепловых потоков, приведенных в таблице 3.1, слишком значительна для использования таких простых схем. Возможные дополнительные факторы, влияющие на форму результирующих термограмм, приведены в параграфе 3.2. Данные о возможностях применения специальных корректирующих уравнений для учета дополнительных факторов приведены в параграфе 3.3. Дополнительными методиками верификации тепловой истории пород бассейна в процессе калибровки модели (параграф 4.6.3) являются термобарогеохимия флюидных включений, отчасти метод отражательной способности витринита (его ограничения будут освещены в параграфе 4.6.1).

Таблица 3.1
Усредненные параметры значений
базального теплового потока в осадочных бассейнах

Геодинамический тип бассейна	Типичная, используемая при бассейновом моделировании, плотность теплового потока, mBt/m^2	Вариации плотности теплового потока, mBt/m^2 (Allen&Allen, 2005)
Континентальные		
Предгорный прогиб	60	40-80
Складчатый пояс	70	40-100
Континентальный рифт	100	60-200
Океанические		
Океанический рифт	150	120-200
Пассивная континентальная окраина	Закон \sqrt{t} (80)	50-100
Активная континентальная окраина		
Преддуговые бассейны	40	20-50
Задуговые бассейны	80	60-120
Вулканическая дуга	120	120-200

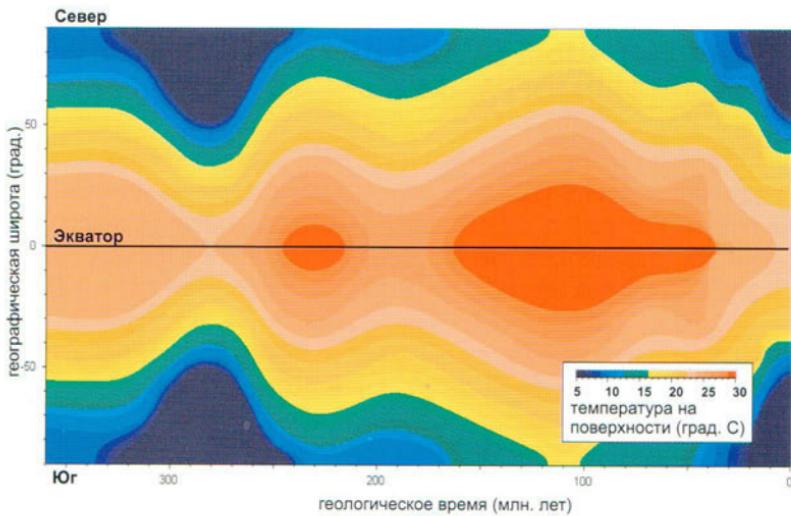


Рисунок 3.2. Распределение температур на поверхности в зависимости от географической широты и геологического времени (для Северной Европы по Wygrala, 1989)



Рисунок 3.3. Геодинамические процессы и связь с плотностью теплового потока.
 Синим – пониженные значения теплового потока (mBt/m^2);
 красным – повышенные значения (mBt/m^2);
 белым – значения на уровне среднемировых (mBt/m^2).

3.2 ЗАКОНОМЕРНОСТИ ТЕПЛОВОГО РЕЖИМА НЕДР СОВРЕМЕННЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ПО ДАННЫМ ТЕРМОГРАММ

В первом параграфе описана методика расчета температурного поля, основанная на теоретических закономерностях, путем решения уравнения теплопроводности в твердой среде. Подход требовал задание теплового потока на протяжении истории развития бассейна. В настоящем параграфе нашей целью является показ закономерности температурного поля различных современных бассейнов, и на основе классификации форм термограмм выявить факторы, влияющие на установление теплового режима недр. Методика строилась на анализе как термограмм, так и термоградиентов, которые отображают показатели температурного поля (Резников и др., 2013). Термоградиенты являются более предпочтительным показателем теплового режима недр, нежели значения глубинного теплового потока (Резников и др., 2013).

Нами были исследованы термограммы и различные геотермические показатели более чем 5000 скважин и измерений. Рассчитано 307 уравнений, характеризующих геотермический режим различных осадочно-породных бассейнов (ОПБ) мира. Выявлены определенные особенности поведения термограмм и рассчитанных уравнений, что позволило провести классификацию геотермических режимов бассейнов мира (Резников и др., 2013).

На обзорной карте (рис. 3.4, 3.5) отмечены рассчитанные объекты. Окончурены осадочные бассейны мира, показана широта охвата исследований (40–50% всех осадочных бассейнов мира, выявленных бурением и предполагаемых).

Рассчитаны уравнения парной корреляции по различным объектам. Среди них значительную часть (около 70%) представляют уравнения, полученные по данным нескольких скважин из одного бассейна. Также расчеты велись по термограммам скважин отдельных месторождений (около 20%). Меньшая часть относится к расчетам по интервалам единственной скважины (это касалось, в основном, «уникальных объектов» — сверхглубоких, опорных и параметрических скважин в малоизученных регионах).

Перенос тепла осуществляется кондукцией и конвекцией, а также излучением (в основном, в астеносфере). Как было отмечено ранее, согласно уравнению (3.1.1), распределение температур в осадочной толще бассейна контролируется, в большинстве случаев (Галушкин, 2007, Вержбицкий, 2010), заданием значения глубинного теплового потока с учетом генерации радиоактивного тепла осадками, при этом пренебрегают конвективной составляющей теплового потока.

Такой подход учитывает кондуктивную составляющую теплового потока, а моделируемые термограммы имеют вид, близкий к линейному. При этом вариации градиента всецело подчинены изменению теплопроводности пород. Реальные термограммы часто фиксируют изменения значений градиен-

та температур и теплового потока (которые зависят не только от теплопроводности) по глубине разреза.

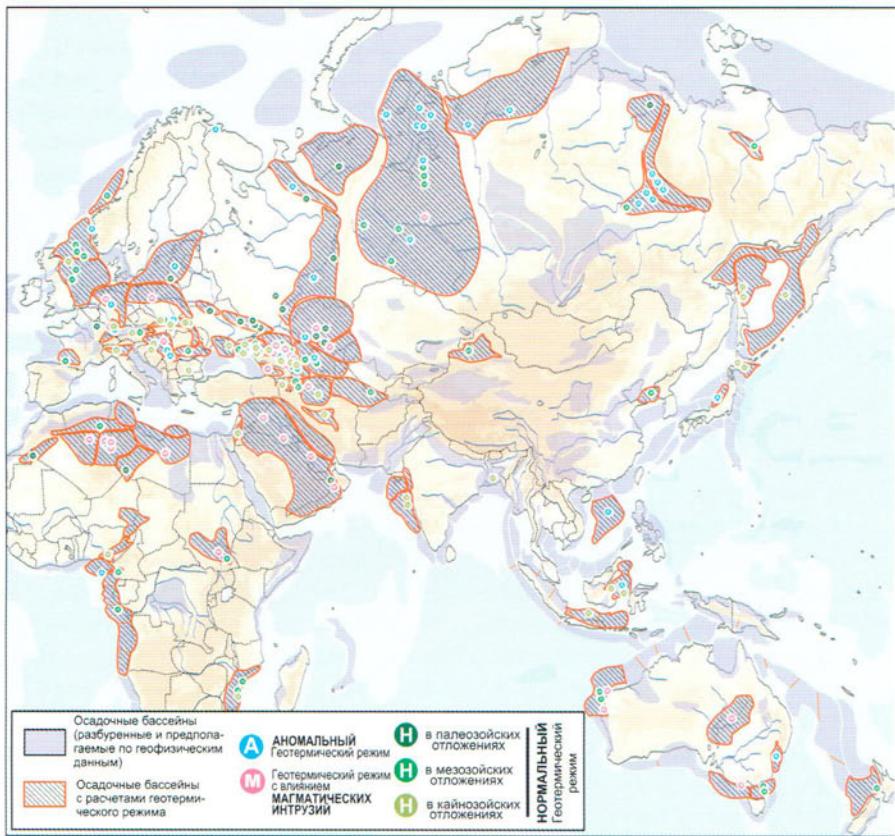


Рисунок 3.4. Карта осадочно-породных бассейнов мира с рассчитанным геотермическим режимом (Евразия, Африка, Австралия и Индонезия).

(Названия осадочных бассейнов см. на рис. 1.4)

Особенности геологического развития (эрзия, изменения теплового потока и климата, магматические интрузии) влияют на распределение температур и создают так называемые «нестационарные эффекты». Такие эффекты часто связаны с недоучтенной конвективной частью теплового потока. Большинство методик связывает решение подобных задач конкретными дифференциальными уравнениями. Если рассматривать вопрос теплового режима недр с позиций геосинергетики (Резников, 2008), то его становление в конечном варианте будет определяться комплексными величинами, характеризующими различную геодинамическую возбужденность исследуемых бассейнов. Так, изменение теплового потока и градиентов температур может коррелироваться с типом геодинамической возбужденности бассейна, который в свою очередь проявлен интенсивностью «нестационарных эффектов».

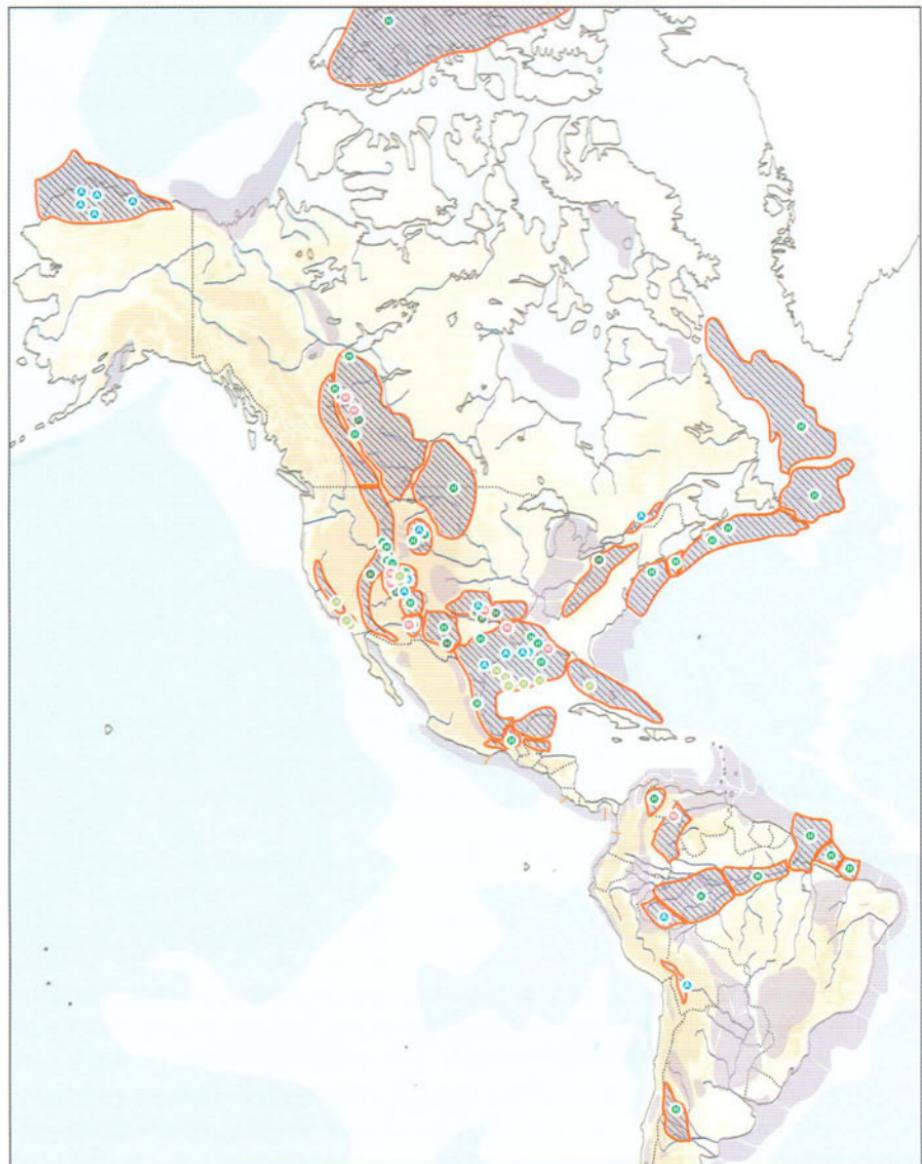


Рисунок 3.5. Карта осадочно-породных бассейнов мира с рассчитанным геотермическим режимом (Южная и Северная Америка). (Условные обозначения на рис. 3.4. Названия осадочных бассейнов см. на рис. 1.4)

Различные факторы, влияющие на тепловой режим, нередко имеют общий генезис. Этот факт осложняет выяснение закономерностей поведения уравнений. Для получения наиболее общих выводов мы выделили три основные «резюмирующие» группы факторов: 1) возраст отложений, слагающих ОПБ (в разрезе скважины); 2) влияние внешних геологических факторов;

3) степень геодинамической возбужденности (геодинамического типа ОПБ, возраста последней тектонической перестройки, развития надвигов, инверсий).

Влияние внешних факторов. Общий вид уравнения ($t=aH+b$) позволяет дифференцировать режимы по двум переменным: коэффициент «*a*» — геотермический градиент; свободный член «*b*» — показатель влияния внешних геологических факторов. По показателю *b* полученное множество уравнений четко подразделяется на три большие группы:

1 — с отрицательными значениями;

2 — с положительными;

3 — с повышенными положительными значениями ($b > 50$).

Последней группой, насчитывающей 49 уравнений, фиксируется влияние магматических интрузий, присутствующих в разрезах соответствующих скважин. Для первой группы с отрицательными «*b*» установлена привязка к преимущественной газоносности рассчитанных интервалов бассейнов (48 уравнений). Остальные уравнения выделены в группу с нормальным режимом (210 уравнений). Такое разделение уравнений на три группы позволило говорить о различных геотермических режимах недр, отвечающих определенным геологическим условиям, а также определяющих геотемпературное поле осадочного разреза.

Характерно, что форма термограмм, характеризующих три выделенных типа геотермического режима, имеет значительные различия. В термограммах первой группы наблюдается повышенное значение градиента. Свободный член — отрицательный или близок нулю. Форма кривой термограммы — вогнутая. Геотермический режим, связанный с таким поведением термограммы, назван «Аномальным». Во второй и третьей группах наблюдаются примерно одинаковые значения градиента — меньшие, чем при аномальном режиме (рис. 3.6). Повышенные значения свободного члена характерны для графика режима влияния магматических интрузий.

Вторая группа, с «Нормальным» геотермическим режимом, содержит большинство рассчитанных уравнений. Уравнения характеризуются нормальной выпуклой или линейной формой термограмм.

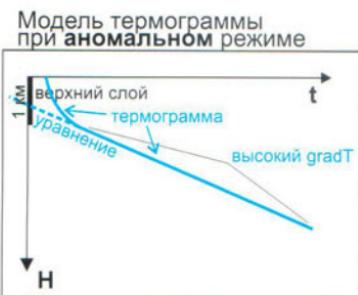


Рисунок 3.6. Идеальная модель термограммы при аномальном и нормальном геотермических режимах

Аномальный геотермический режим характеризуется повышенными показателями геотермического градиента на глубинах более 2 км (в среднем — $40^{\circ}\text{C}/\text{км}$). Большой градиент температур может косвенно указывать на активный конвективный теплообмен за счет разогретых флюидов, поступающих по разломам из более глубокозалегающих комплексов, в том числе фундамента. На глубинах более 6–7 км, при экстраполяции значений построенных зависимостей, температуры оказываются выше «нормальных».

Одним из характерных примеров является бассейн Стин Ривер (США), в котором области с повышенным геотермическим градиентом приурочены к газовым месторождениям, и с пониженным — к нефтяным (Jones, Lam, 1984).

Более «холодные» условия для верхних интервалов разреза можно связать с эффектом Джоуля-Томпсона (адиабатическое расширение газовой фазы с уменьшением температуры). Предполагается, что нижне-среднеюрский глубокопогруженный комплекс севера Западной Сибири, обладающий повышенными геотермическими градиентами, разогревается вертикальной фильтрацией флюидов из фундамента (Дучков и др., 1997; Хайн, Соколов, 1993). Рассчитанные уравнения Аномального режима часто локализуются в конкретных бассейнах или его частях (север Западной Сибири, Вилуйская синеклиза, округи в Мексиканском заливе, Квебек и др.).

Возраст слагающих бассейн отложений. Получено среднее уравнение (рис. 3.7, табл. 3.2), необходимое для наглядного понимания различий и закономерностей изменения геотермического режима (в первую очередь изменения градиентов) в зависимости от возраста отложений ОПБ и влияния различных геологических факторов по каждой группе с разбивкой по возрастам отложений.

Анализ сопоставления полученных графиков на рисунке 3.7 дает возможность сделать следующие выводы. Отмечается увеличение значения геотермического градиента по мере омоложения отложений во всех трех режимах. В термограммах аномального режима замечено повышение геотермического градиента с 33.5 в палеозойских отложениях до $41.3^{\circ}\text{C}/\text{км}$ в кайнозойских. Для режима магматических интрузий отмечается повышение термоградиента с 22.4 в палеозойских до $29.0^{\circ}\text{C}/\text{км}$ в кайнозойских отложениях. Для нормального режима отмечается повышение термоградиента с 25.9 в палеозойских до $32.5^{\circ}\text{C}/\text{км}$ в кайнозойских отложениях. По значениям градиента мезозойская часть разреза тяготеет к палеозойской.

Таким образом, повышенными значениями выделяются именно кайнозойские отложения. Тут необходимо также отметить более высокую дисперсию значений градиента в кайнозойских интервалах по сравнению с палеозойско-мезозойскими. Это указывает на влияние большего числа факторов и большее разнообразие геологических остановок. Например, глубины залегания варьируются от глубочайших осадочных впадин неоген-четвертичных краевых и предгорных прогибов до неглубоких межгорных депрессий.

Вторым выводом является в целом повышенный градиент для аномального режима и пониженные значения в режиме магматических интрузий.

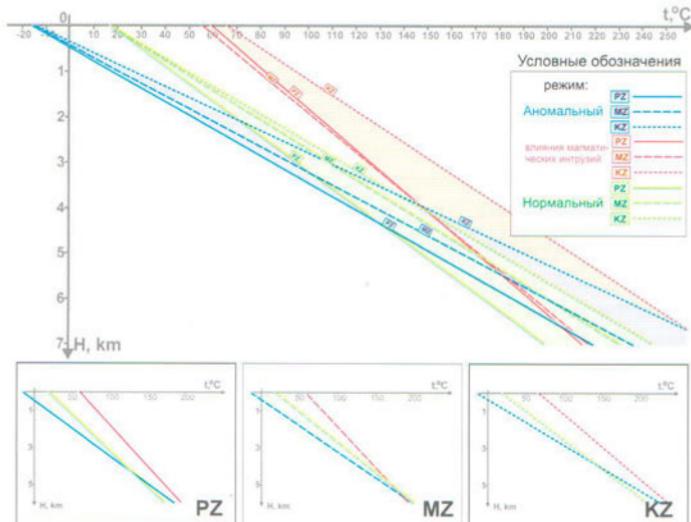


Рисунок 3.7. Закономерности изменения геотермического режима в зависимости от возраста отложений осадочно-породного бассейна

Таблица 3.2
Средние уравнения различных геотермических режимов мира
в зависимости от возраста отложений осадочно-породного бассейна

Тип режима		Среднее уравнение	Количество уравнений
Аномальный режим с отрицательными значениями свободного члена	PZ	$t=33.5H-14.6$	10
	MZ	$t=36.1H-15.6$	28
	KZ	$t=41.3H-16.0$	13
Режим с повышенными значениями свободного члена (влияние магматических интрузий)	PZ	$t=22.4H+58.3$	24
	MZ	$t=23.2H+55.1$	20
	KZ	$t=29.0H+65.5$	10
Нормальный режим в палеозойских отложениях		$t=25.9H+18.0$	35
Нормальный режим в мезозойских отложениях		$t=30.6H+17.0$	97
Нормальный режим в кайнозойских отложениях		$t=32.5H+17.6$	78

Необходимо иметь в виду, что в возрасте слагающих бассейн отложений определенным образом заложено и множество других факторов, в т. ч. магматический комплекс, гидротермальная деятельность, и, как минимум, различная плотность и теплопроводность пород. Закономерности по этому кри-

терио, как показано выше, явно прослеживаются и могут быть использованы при дальнейших аналитических исследованиях.

Форма термограммы и связь с историей формирования бассейна (влияние геодинамического типа бассейна). Свободный член « b » показывает изменение геотермического градиента по разрезу. Отрицательный b — рост градиента к поверхности и вогнутая форма изначальной термограммы; положительный — падение градиента к поверхности и выпуклая форма термограммы (рис. 3.8).

Многие исследователи рассматривали причины возникновения геотермических условий, характеризующихся выпуклыми и вогнутыми (по отношению к оси глубин) термограммами разреза (Череменский, 1972; Поляк, 1962; Сергиенко, 1971; Назаркин, 1979), обращая внимание на гидрогеологические и литологические причины, а также на связь с различными экзотермическими внутриинформационными процессами. Приходится констатировать неоднозначности в определении основных факторов, влияющих на характер термограмм. Вслед за многими исследователями Л. А. Назаркин обращает внимание на связь вида термограмм с возрастом осадочного бассейна:

«Если иметь в виду, что нагревание осадочных толщ начинается с их подошвенной части, то они должны характеризоваться геотермическим градиентом, уменьшающимся к поверхности отложений, а, следовательно, вогнутой термограммой» (Назаркин, 1979, с. 222).

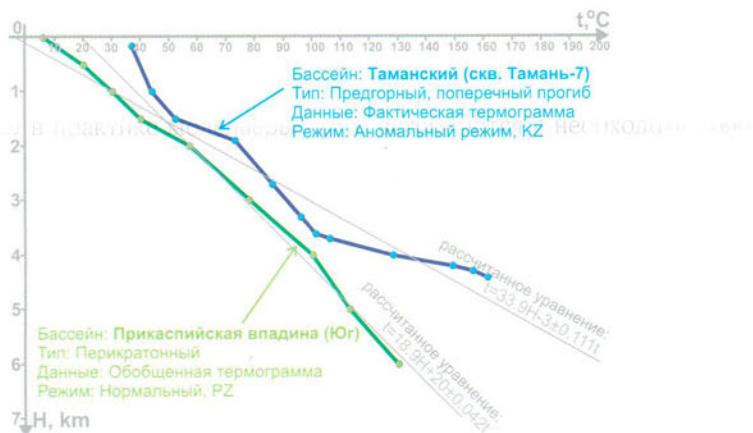


Рисунок 3.8. Пример с различными геотермическими режимами геодинамически разнородных бассейнов. Термограммы и рассчитанные уравнения

Остывание же после уплотнения начинается с нижних частей и влечет за собой уменьшение градиента в глубинных зонах по мере перемещения вверх фронта последней контрастной тепловой волны. Это продолжается до тех пор, пока не иссякнет тепло, накопленное за счет стационарного теплового потока. На этом этапе преобладают термограммы выпуклого типа,

т. к. он характеризуется экзотермическими процессами на нагрев уплотняющихся отложений. Далее тип термограмм становится вогнутым после установления теплового режима только за счет эндогенного тепла (Назаркин, 1979). Характерную закономерность приводит В. А. Голубев, анализируя недооценку тепловыноса из недр Байкальской рифтовой зоны при использовании традиционных методов геотермии. Форма термограммы в центральных (рифовых) частях с восходящим движением разогретых флюидов является выпуклой, а в краевых частях горных массивов с нисходящим потоком — вогнутой (Голубев, 2003).

Нами выявлены предпосылки для установления связи геодинамической истории бассейна и формы термограмм, характерных для его разрезов на примере ОПБ Канады и Бразилии (рис. 3.9).

Термограммы бассейнов пассивной континентальной окраины восточного побережья Канады (Лабрадор, Жанна д'Арк, Гранд Бэнк, Джордж Бэнк, Балтимор Кэнион, Скотиан Шельф и др.) целиком лежат в светло-зеленой области нормального режима и обладают выпуклой формой с понижением градиента ниже глубин 2–2,5 км. Аномальным же режимом (область голубого цвета) выделяются только термограммы прогиба Квебек, который является поперечным предгорным прогибом, резко отличающимся геодинамической историей формирования и повышенным градиентом ниже глубин 2,5–3 км. Для сравнительного анализа добавлены термограммы бассейнов континентальной окраины восточного побережья Бразилии (Фоз де Амазония, Барейрино и др.). Также находясь в области нормального режима, они являются более «горячими» по сравнению с канадскими бассейнами.

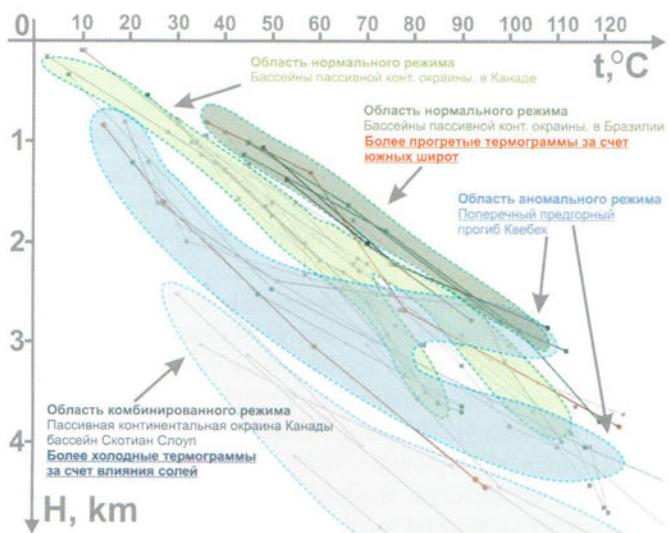


Рисунок 3.9. Термограммы бассейнов пассивной атлантической окраины Северной и Южной Америки и прилегающей территории

Вышеупомянутый факт в некоторой степени объясняется повышенными значениями верхней границы счета на протяжении мезозойско-кайнозойской истории развития бассейнов за счет южных широт. В отличие от термограмм Скотиан Шельф, графики бассейна Скотиан Слоуп определяют современное распределение температур в бассейне континентального склона с широким развитием солей, которые являются своего рода «холодильником» для подсолевых отложений. Это и определяет вогнутую форму термограммы.

Существующие механизмы программных средств бассейнового моделирования используют решение частных случаев уравнения теплопереноса для слоистых сред с пользовательским вводом параметров изменения теплового потока на протяжении моделируемого отрезка истории развития бассейна. Для восстановления древних тепловых потоков в том или ином виде используется принцип актуализма.

Как было показано в предыдущем параграфе, модельер, полагаясь на геодинамическую историю бассейна, восстанавливает изменение теплового потока в прошлом. Однако таким способом восстанавливается довольно «грубая» характеристика прогретости недр, не учитывающая вариации в нижних интервалах осадочного чехла. В результате расчеты часто имеют схожие результаты в разных по геодинамическому типу бассейнах.

С другой стороны, при определении современных значений теплового потока делаются значительные ошибки при измерении теплопроводности пород вне пластовых условий. В работах Попова Ю. А. на примере детальных исследований в 50 сверхглубоких скважин РФ и Германии, показано (Попов, 1999), что были совершены значительные ошибки в измерениях значения плотности теплового потока по данным предшествующих исследований в неглубоких скважинах. В итоге делается вывод о том, что экспериментальные данные изменяют представления о тепловом режиме недр из-за выявленных вертикальных локальных вариаций плотности теплового потока на участках научного бурения. При этом автор поднимает вопрос о пересмотре предыдущих результатов прогноза температур на глубокие горизонты и, в целом, подходов при геотермическом картировании (Попов, 1999).

Для информации по современному тепловому потоку в малоизученных бассейнах, геологи часто прибегают к глобальному каталогу данных теплового потока (Pollack et al., 1991). Большинство таких измерений сделано в неглубоких скважинах, а подавляющее большинство замеров в акватории производится дистанционными телеметрическими системами в верхнем слое осадков. Это исключает учет вариаций градиента температур в нижней части разреза. Поэтому нами предлагается корректировка расчетов температурного поля (и, в первую очередь, геотермических градиентов) с учетом установленных типов геотермического режима. Нашей задачей является дифференцированный подход к заданию трендов изменения геотермических характеристик по разрезу. Факторный анализ термограмм по осадочным бассейнам мира позволит более детально прогнозировать палеотемпературы осадочных бассейнов с различной степенью геодинамической возбужденности, эрозионных и инверсионных событий, влияние глубинных разломов,

скорость седиментации, развитие магматических интрузий и других факторов, влияющих на геотермический режим недр.

3.3 КОНВЕКТИВНЫЙ ТЕПЛООБМЕН В СТАНОВЛЕНИИ ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ

Приведенные выше методы расчета палеотемператур принимают во внимание кондуктивный теплоперенос. Такой подход, однако, правомерен лишь в том случае, если бы вода в порах горных пород не двигалась во времени и пространстве. На самом же деле тепло переносится в осадочных бассейнах и конвекцией. Учету этого фактора для восстановления палеотемператур посвящен следующий параграф.

Существуют дифференциальные уравнения, описывающие этот процесс (Галушкин, 2007). С нашей точки зрения, эти процессы должны, в первую очередь, опираться на имеющиеся эмпирические закономерности. После следует формализовать их и выводить «универсальные» закономерности. Мы придерживаемся подхода, при котором на объект исследования влияет большое число сложно дифференцируемых друг от друга факторов, влияющих на конечные количественные характеристики. Поэтому в основу всех исследований положена статистическая обработка обширного массива данных по осадочным бассейнам и систематизация полученных закономерностей.

Опора на закономерности мировых осадочных бассейнов в основном происходит при моделировании малоизученных объектов на региональной стадии. При движении вглубь геологических времен калибровочная информация о бассейнах скучна. При работе с более или менее изученными объектами применяется подход «более» высокого разрешения. Геология каждого конкретного региона, площади, участка специфична, поэтому здесь следует опираться на «свой материал».

Степень конвективного теплообмена можно оценить количественно по термограммам различных по геодинамическому и геоморфологическому расположению территорий. Такой подход предоставляет критерии для использования закономерностей современных бассейнов в целях палеотемпературных реконструкций.

Существуют уравнения, предложенные различными исследователями, для построения теоретических кривых зависимости температуры от глубины с учетом конвективного теплообмена. Пользуясь ими, мы можем строить кривые для современных разрезов, полагая, что конвективный теплообмен, вызванный движением флюидов в проницаемых коллекторах на глубинах до 5–6 км, существует на исследуемой территории в настоящее время. Однако на сегодняшний момент нет критериев для установления таких предложений относительно событий прошлой геологической истории отложений. До сих пор исследователи (геотермики, бассейновые модельеры, геологи-нефтяники) пользовались кондуктивной моделью закона Фурье, где реконструкции температур опирались на зависимость теплового потока от тепло-

проводности. Тепловой поток привязывался к геодинамической истории бассейна по принципу актуализма.

Выкладки, приведенные в настоящем параграфе, являются попыткой дать геологам ориентиры для количественной оценки степени конвективного теплообмена за всю историю формирования отложений и являются логичным продолжением исследования по геотермическим режимам осадочно-породных бассейнов мира, освещенным в предыдущем параграфе (Резников и др., 2013).

Различия в термограммах осадочных бассейнов. В предыдущем параграфе было показано, что многие термограммы современных осадочных бассейнов имеют различную форму, что вызвано многочисленными причинами. Большая часть таких различий объясняется неоднородностью теплопроводности породных комплексов разреза. Вместе с тем, нельзя недооценивать роль конвективного теплообмена. Анализируя имеющиеся закономерности и опыт зарубежных коллег (Карцев, 1972; Pimentel, Hamza, 2012; Duddy et al., 1994), мы пришли к выводу, что множество неоднородностей в форме термограмм и, соответственно, различный геотермический режим, обязано проявлению конвективного потока реально существующего движения флюидов в недрах, как вертикального, так и латерального. При этом определены две основные причины, вызывающие различные эффекты:

- движение воды в области от поверхности до 4–5 км в пределах единого гидрогеологического комплекса;
- движение углеводородного и не углеводородного (сероводород и другие продукты зоны метагенеза-апокатагенеза) газа из глубоко погруженных материнских свит в коллектора на глубинах 8–3 км.

В первом случае движение в вертикальной плоскости может иметь нисходящее и восходящее направление. Это влияет на форму кривой в районе проявления такого флюидопотока. При восходящем движении форма кривой будет иметь выпуклую форму, при нисходящем — вогнутую относительно «кондуктивной» теоретической (квазилинейной) кривой. Приставка «квази» здесь означает зависимость только от теплопроводности пластов и нарастающего к поверхности теплового потока за счет радиоактивности элементов, содержащихся в осадках.

Зависимость формы термограмм от типа осадочного бассейна на основе обработки и обобщения большого объема материалов по геотермическим исследованиям в скважинах удалось представить в виде мегабассейна с последовательно меняющимися друг друга геоморфологическими и геодинамическими обстановками (рис. 3.10). Основой для этой схемы послужили исследования специалистов по геотермии из Национальной Обсерватории в Рио-де-Жанейро, которые установили закономерности протекания конвективных процессов в осадочных бассейнах Бразилии (Pimentel, Hamza, 2012). В бассейнах Амазоньес, Солимоенс, Маражо, Акре, Парана, Паранаиба выявлены зоны нисходящих и восходящих, а также латеральных потоков, установлены количественные параметры этих «подземных рек» (рис. 3.11). Причем определены зоны разгрузки и питания флюидов. Зоны питания «хо-

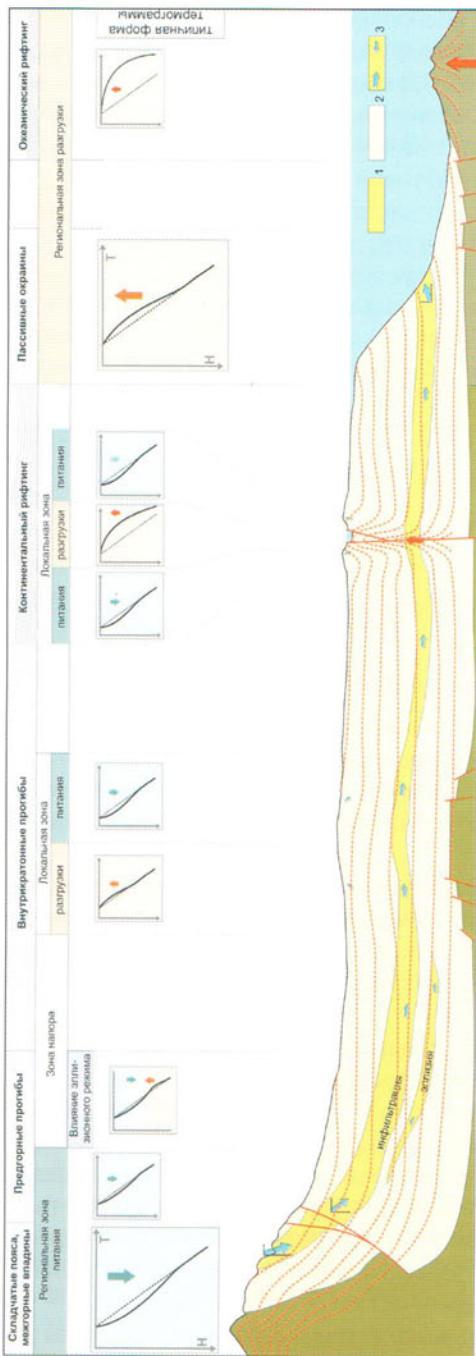


Рисунок 3.10. Зависимость формы термограмм от геодинамических и геоморфологических особенностей осадочных бассейнов (Астахов, Резников, 2014)

Условные обозначения к рис. 3.10:

- 1 – единый гидрологический комплекс с водоносными горизонтами;
 - 2 – изотермы;
 - 3 – направление и сравнительная количественная характеристика движения

лодными» водами распространены в предгорьях и соседних областях предгорных прогибов (в радиусе 10–20 км). В расположенных далее кратонных бассейнах находятся зоны напора, при этом скорости потока меньше. Латеральные скорости обычно на порядок больше вертикальных. Рифтовые внутренние континентальные бассейны имеют более сложные закономерности. Так для современной рифтовой системы озера Байкал характерны восходящие потоки в центральных частях, а на плечах рифта преобладают зоны питания (Голубев, 2003). И наконец, в бассейнах массивных континентальных окраин в пределах акваторий происходит разгрузка или дренаж флюидов, проявляется себя активный восходящий флюидопоток и, соответственно, выпуклая форма термограмм. Отметим, что это обстоятельство, конечно, не всегда распознается на термограммах, особенно при наличии соли в разрезе.

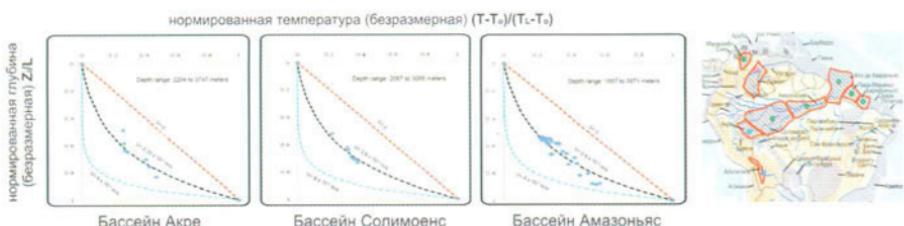


Рис. 3.11. Наличие конвективного теплопереноса в бассейнах севера Бразилии

Таким образом, палеогеоморфология и палеогеометрия осадочных бассейнов (палеоуклоны водонапорных горизонтов) является важнейшим критерием для предположений о существовании таких «подземных рек» в прошлом. Для этого необходимо правильно понимать эволюцию бассейна, палеоглубины.

Проблема определения скорости потока на данном этапе решается осредненными значениями для выявленных современных зон питания инфильтрационных систем (пользуясь нашей периодически обновляющейся базой данных термограмм земного шара). Описание процедуры приводится в конце статьи.

Вторая причина проявления конвективного теплообмена связана с аномальным геотермическим режимом (Резников и др., 2013) в таких областях как север Западной Сибири, Виллюйская синеклиза, Халф Кост (штат Луизиана). Повышенный геотермический градиент и выпуклая форма термограммы — типичные признаки режима. В пределах упомянутых бассейнов было отмечено наличие крупных скоплений природного газа в областях с аномальным геотермическим режимом. Причем, часто наблюдалась следующая закономерность: газовые месторождения внутри одного бассейна обладали аномальным геотермическим режимом, а нефтяные — нормальным.

Рассматривая примеры севера Западной Сибири, мы достоверно знаем, что в триасе существуют источники углеводородного газа на глубинах 5–6 км (рис. 3.12) в Пурской свите, вскрытой параметрическими скважинами: СГ-6

(Уренгойская), СГ-7 (Ен-Яхинская). Мощный терригенный комплекс пурской свиты содержит слои материнских пород, имеющих в составе кероген третьего арконового или гумусового типа, основным продуктом которого является газ. На поздних стадиях преобразования органического вещества его продуктами являются углеводородные и неуглеводородные газы, например, сероводород.

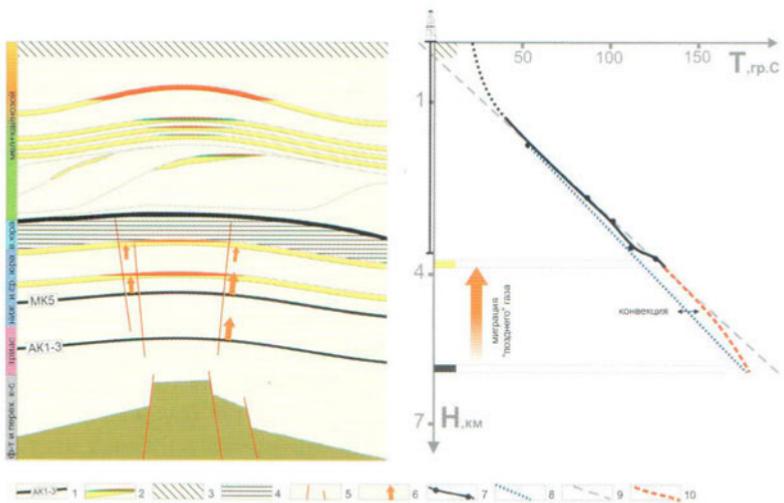


Рисунок 3.12. Конвективный тепловой поток за счет современной миграции газа в триас-юрском комплексе на типизированном разрезе северных районов Западной Сибири. (Астахов, Резников, 2014)

Условные обозначения к рис. 3.12:

- 1 – глубокопогруженные материнские газогенерирующие породы триаса и нижней юры;
- 2 – горизонты коллекторов, насыщенные нефтью (зеленым), газом/газоконденсатом (красным);
- 3 – зона вечной мерзлоты;
- 4 – флюидоупоры верхней юры;
- 5 – разломы;
- 6 – миграция газа;
- 7 – замеры температуры в типичных для севера Западной Сибири термограммах в выстоянных скважинах (на рис. вынесена термограмма скв. Харасавейская - 47);
- 8 – «кондуктивная» теоретическая кривая без учета современной конвекции;
- 9 – уравнение регрессии, рассчитанное по фактическим замерам температуры;
- 10 – расчетная термограмма в области проявления конвективного прогрева за счет миграции газа поздней стадии преобразованности (МК5-АК3) в триас-юрском комплексе.

Опираясь на эти данные, мы пришли к выводу о существовании современной миграции газа из глубинных зон в среднеюрские коллекторы, что, таким

образом, определяет современный конвективный поток на глубинах 6–4 км. Это сказывается на выпуклой форме участка термограммы на этих глубинах, но на термограммах, вскрывающих среднеюрский или верхнеюрский комплекс, мы наблюдаем в целом вогнутую форму термограммы, если «считать» от поверхности. В верхней же части разреза сильное охлаждающее влияние оказывает слой вечной мерзлоты (рис. 3.12). Это объясняется наличием отрицательного свободного члена « b » в рассчитанных уравнениях, подробная информация по расчетам дана в изложении результатов первого этапа исследований (Резников, Астахов и др., 2013). Действие охлаждающего эффекта сверху встречается с действием разогревающего конвективного потока снизу. В итоге на графиках, на вскрытой скважинами глубине (до 4 км), мы имеем вогнутые термограммы с повышенным геотермическим градиентом (более 40 °C/км).

Конвективный разогрев в первую очередь характерен для современной миграции газа, так как он обладает высокой миграционной способностью, а только значительные скорости движения флюида (10^{-8} – 10^{-9} м/с) могут вызвать конвективный разогрев вмещающих отложений. Нефть обладает значительно меньшими скоростями миграции.

Скорости миграции, необходимые для конвективного разогрева в случае газа выше скоростей миграции воды, так как газ (газовая смесь) обладает меньшей теплоемкостью. Увеличение градиента в нижних частях термограмм косвенно указывает на конвекцию в неразбуренной части разреза (рис. 3.12).

Таким образом, предложенная интерпретация термограмм вогнутого вида, предполагает снижение температур в глубокопогруженной части разреза по экспоненциальному закону, в отличие от распространенного подхода простого экстраполирования высокого геотермического градиента из «разбуренной» части разреза. Это имеет большое значение для оценки катагенетической зрелости глубоко погруженных комплексов, содержащих материнские свиты, и, таким образом, для оценки ресурсов в целом по площади (бассейну).

Формализация модели конвективного теплообмена. Необходимо формализовать связь наблюденных закономерностей и расчет кривых зависимости температуры от глубины. Приведем формулы для расчета отклонений расчетной теоретической кривой для палеотемпературных реконструкций с учетом конвективного теплообмена, впервые рассмотренные в работе (Lu, Ge, 1996) (рис. 3.13).

$$\frac{T_i - T_0}{T_L - T_0} = \frac{\exp\left(\frac{\beta Z}{L}\right) - 1}{\exp(\beta) - 1} + \frac{\alpha\gamma}{\beta\eta} \left(\frac{\exp\left(\frac{\beta Z}{L}\right) - 1}{\exp(\beta) - 1} - \frac{Z}{L} \right), \quad (3.3.1)$$

где:

T_0 – температура в кровле слоя с установленным конвективным потоком [°C];

T_L – температура в подошве слоя с установленным конвективным потоком [°C];

T_i – температура [°C] подслоя i в пределах слоя с установленным конвективным потоком на глубине Z_i [м];

L – мощность подошвы слоя с установленным конвективным потоком [м];

Π – вертикальный градиент температур [°C];

γ – горизонтальный (латеральный) градиент температур [°C];

β – число Пекле в вертикальном направлении;

α – число Пекле в горизонтальном направлении.

Число Пекле – это безразмерный количественный показатель конвективного теплообмена. Названо по имени французского физика Ж.К. Пекле. Число Пекле будет положительным при горизонтальном движении флюида слева направо и вертикальном сверху вниз. В обратных направлениях значения числа Пекле будут отрицательным. Величина зависит от скорости потока флюидов в горизонтальном и вертикальном направлении:

$$\beta = C_f \rho_f V_z L / k , \quad (3.3.2)$$

$$\alpha = C_f \rho_f V_x L / k , \quad (3.3.3)$$

где:

k – теплопроводность [Вт/м*К];

ρ_f – плотность флюида (вода-природный газ) [кг/м³];

C_f – теплоемкость флюида (вода-природный газ) [Дж/кг*К];

V_z – скорость вертикального потока флюида [м/с];

V_x – скорость латерального (горизонтального) потока флюида [м/с].

После расчета кондуктивной модели по закону Фурье, который широко применяется во всех пакетах по бассейновому моделированию, в новой системе предлагается уточнение палеотемпературных реконструкций в течение существования на исследуемой территории того или иного геотермического режима (см. пример на рис. 3.14). Общая формула для определения температуры с учетом конвективного теплообмена для одномерной модели в случае $\gamma = 0$ (отсутствия горизонтального потока):

$$T_i = T_0 + \frac{(\exp(C_f p_f V_z Z_i / k_i) - 1)(T_L - T_0)}{\exp(C_f p_f V_z L / k) - 1} , \quad (3.3.4)$$

где:

k_i – теплопроводность подслоя i [Вт/м*К];

k – средневзвешенное значение теплопроводности слоя L [Вт/м*К].

На рисунке 3.13 показано отклонение «конвективной» кривой в зависимости от скорости движения воды в вертикальной плоскости (V_z).

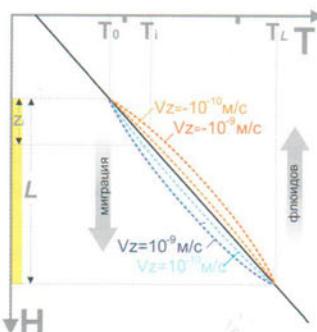


Рисунок 3.13. Проявление конвективного теплового потока
в зависимости от скорости движения воды

Следует также отметить, что приведенные примеры относятся к инфильтрационным водонапорным системам. При этом нерассмотренными остаются случаи элизионных систем, которые характерны для глубокопогруженных глинистых формаций.

Нижняя моласса майкопской свиты широко распространена в Предкавказье. Она накапливалась в условиях лавинной некомпенсированной седиментации перед фронтом растущего орогена Кавказа.

Для примера рассмотрим термограмму Новодмитриевской площади (рис. 3.14), на которой наблюдается комбинированное влияние нисходящих (проявления конвекции в зонах питания) и восходящих конвективных потоков. В нижней части существует зона с выпуклой термограммой. Такое поведение соответствует восходящему потоку флюидов, который может быть связан с существованием в майкопском интервале элизионной гидродинамической системы. В погруженных зонах происходит отжатие пластовых флюидов за счет избытка давления. Развитие элизионных систем будет практически всегда сопровождать молодое активное осадконакопление, это установленный факт. Также элизионный гидродинамический режим будет деградировать и переходит в общем случае в инфильтрационный. Однако установлены и элизионные системы в древних палеозойских отложениях (Резников и др., 2013).

Таким образом, в зонах АВПД развиваются элизионные системы, которые необходимо учитывать при палеотемпературных реконструкциях, задавая кривизну рассчитанной «кондуктивной» кривой согласно уравнению (3.3.4), в зависимости от направления и скорости латерального потока (положительное значение α , если движение флюидов происходит слева направо и отрицательное — если справа налево). Эта проблема становится актуальной для 2D и 3D моделирования.

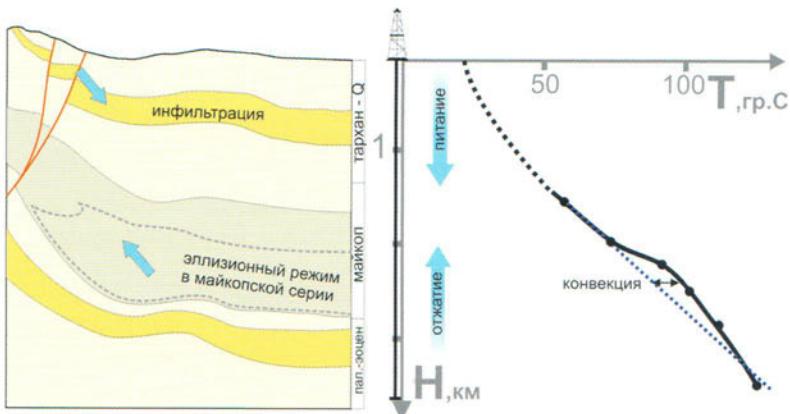


Рисунок 3.14. Элизионный гидродинамический режим в майкопском комплексе Предкавказья. (Астахов, Резников, 2014)

Оценка скоростей движения флюидов. Нерешенной остается только одна проблема — определение скорости движения флюида в областях разгрузки-питания-напора. Мы предлагаем статистический подход, основанный на принципе актуализма.

Создана среда с рабочим названием TermHub, в которую периодически подгружаются новые термограммы выстоянных скважин, либо после процедуры коррекции. На входе определяется класс термограммы (геодинамический и геоморфологический тип бассейна). Для термограммы, представленной набором точек с двумя координатами (ось Т и ось Н), используя регрессионный анализ, определяются и записываются в поля базы данных скорости движения флюидов (неизвестный коэффициент уравнения 3.3.4). Затем для класса, в который добавлены новые данные, пересчитываются средние значения скорости. То есть, среда TermHub представляет собой постоянно обновляемую «живую» статистическую модель, откуда черпается информация по скоростям для различных типов бассейна в целях дальнейшего моделирования нефтегазоносности.

Средняя скорость в форландах составляет 2.6×10^{-10} м/с. Среди полученных скоростей выделяются значения $5-6 \times 10^{-10}$ м/с, которые установлены в предгорьях. Такие скорости «охлаждают» кондуктивную кривую на 15°C . Однако скорости движения в предгорных прогибах, предложенные Карцевым А. А. (Карцев, 1972), отличаются на порядок (63×10^{-10} м/с). Отметим, что в отдельных водоносных горизонтах (мощностью 10–100 м) такая скорость может быть достигнута в латеральном направлении. Но в вертикальной проекции общего вектора скорости потока, учитывая мощность осадочного выполнения 3–4 и более километра, горизонтальные составляющие скорости производят меньший эффект в отклонении термограмм.

По состоянию на 01.01.2014 мы приводим следующие данные по средним скоростям движения воды по геодинамическим типам бассейнов (табл. 3.3).

Таблица 3.3
Средние скорости движения воды в осадочно-породных бассейнах мира

Геодинамический тип	Средняя скорость (Карцев, 1972) 10^{-10} м/с	Скорость средняя вертикальная, 10^{-10} м/с	Среднее отклонение от «кондуктивной» кривой, °C	Количество бассейнов
Межгорные впадины	630	—	—	—
Предгорные прогибы	63	2.6	-10	23
Кратонные впадины	6.3	1.8	± 5	11
Пассивные окраины	6.3	2.2	+7	30

Обобщение данных по термограммам различных современных осадочных бассейнов мира позволило создать общую схему в определении особенностей термических режимов. На основе предложенной схемы привязки геодинамического режима в истории осадочного бассейна к форме поведения кривой рассчитываемой термограммы на данный период, модельеры и программные средства в их руках имеют возможность приблизить моделирование к условиям, учитывающим конвективный тепловой поток в недрах.

Резюме по разделу «Температура»:

Общая схема восстановления температурного поля в рамках построенной структурной и литологической модели полагается на решение уравнения теплопроводности для одномерных "псевдоскважин", на которые разбивается двух и трехмерная модель. Таким образом, решается часть прогноза теплопереноса за счет кондукции.

Решение уравнения теплопроводности подразумевает знание теплового потока на протяжении накопления отложений бассейна. Средние значения теплового потока современных осадочных бассейнов могут быть использованы для исследуемого бассейна с учетом его геодинамической "родословной". Для рифтогенных бассейнов может быть использован закон изменения теплового потока в зависимости от возраста коры (зарождения рифта, закон \sqrt{t}). Описанный процесс составляет теоретическую схему расчета температур в модельном осадочном бассейне.

Движение в недрах флюидов (воды, газа различного генезиса) создает конвективный тепловой поток. Теоретические расчеты кондуктивной термограммы вдоль псевдоскважины, должны быть дополнены уравнениями коррекции на конвективный тепловой поток. Уравнения определены с учетом данных по термограммам современных осадочных бассейнов мира.

Ссылки:

- Артюшков Е.В.** Физическая тектоника. – М.: Наука, 1993. – 457 с.
- Астахов С.М., Резников А.Н.** Геотермические режимы осадочно-породных бассейнов мира для историко-генетического моделирования нефтегазоносности // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2014, № 9. – с. 16-21.
- Вержбицкий Е.В., Кононов М.В.** Генезис, тектоническое строение и нефтегазоносность литосферы северной части Мирового океана. – М.: Научный мир, 2010. – 480 с.
- Галушкин Ю.И.** Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. – М.: Научный мир, 2007. – 456 с.
- Голубев В.А.** О недооценке тепловыноса из недр Байкальской рифтовой зоны при использовании традиционных методов геотермии // Доклады Академии наук. – М: 2003, т. 390, № 2. – с. 247-250.
- Горнов П.Ю., Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я.** Геотермические разрезы земной коры области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов и смежных платформ // Геология и геофизика, 2009, т. 50, № 5. – с. 630-647.
- Дучков А.Д., Соколова Л.С., Балобаев В.Т. и др.** Тепловой поток и геотемпературное поле Сибири // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 11. – с. 1716-1729.
- Поляк Б.Г.** О геотермическом градиенте Русской платформы // Труды Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР. – М.: 1962, т. 42. – с. 25-36.
- Попов Ю.А., Певзнер С.Л., Пименов В.П., Певзнер Л.А.** Геотермические характеристики разреза Кольской сверхглубокой скважины // Доклады РАН. – М.: 1999, т. 369, № 6. – с. 1-5.
- Карцев А.А.** Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. – М.: Недра, 1972 г. – 279 с.
- Резников А.Н.** Геосинергетика нефти и газа. – Ростов-на-Дону: ЦВВР, 2008. – 303 с.
- Резников А.Н., Астахов С.М., Резников С.А., Маллак Д.** Геотермические условия осадочно-породных бассейнов земного шара // Геология нефти и газа, 2013, №4. – с. 49-56.
- Смирнов Я.Б., Кононов В.И.** Тепловое поле территории СССР: пояснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1:10 000 000. – М.: Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 1980. – 150 с.

Сергиенко С.И. Гидрогеотермический режим недр Восточного Предкавказья. – М.: Наука, 1971. – 152 с.

Назаркин Л.А. Влияние темпа седиментации и эрозионных срезов на нефтегазоносность осадочных бассейнов. – Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1979. – 336 с.

Соин Д.А. Термобарические условия размещения скоплений углеводородов в мезозойских толщах и прогноз нефтегазоносности юрских отложений ямальской области Западной Сибири. Автореферат на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – М.: 2010.

Хайн В.Е., Соколов Б.А. Рифтогенез и нефтегазоносность: основные проблемы. Рифтогенез и нефтегазоносность. Наука РАН, 1993. – с. 5-14.

Череменский Г.А. Геотермия. – Ленинград: Недра, 1972. – 271 с.

Allen P.A., Allen J.R. Basin Analysis: Principles and Applications. Blackwell Publishing, 2-nd ed., 2005. – 550 p.

Bredehoeft J.D., Papadopoulos I.S. Rates of vertical groundwater movement estimated from the Earth's thermal profile. Water Resources Research, 1965, v. 1. – pp. 325-328.

Duddy I.R., Green P.F., Bray R.J. and Hegarty K.A. Recognition of the thermal effects of fluid flow in sedimentary basins. Geological Society, London, Special Publications, 1994, v.78. – pp. 325-345.

Hantschel T., Kauerauf A.I. Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling. – Berlin: Springer, 2009. – 476 p.

Jones F.W., Lam H.L. Geothermal gradients in the Steen River area of Northwestern Alberta // Tectonophysics. Vol. 103, March, 1984. – pp. 263-272

Lu N. and Ge S. Effect of horizontal heat and fluid flow on the vertical temperature distribution in a semiconfining layer. Water Resources Research, 1996, v. 32, 5. – pp. 1449-1453.

McKenzie D. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth and Planet. Sci. Lett., 40, 1978. – pp. 25-32.

Pimentel E.T., Hamza V.M. Indications of regional scale groundwater flows in the Amazon Basins: Inferences from results of geothermal studies. Journal of South American Earth Sciences, 2012, v. 37. – pp. 214-227.

Pollack H. N., Hurter S. J. and Johnson J. R. New Global HeatFlow Compilation. Department of Geological Sciences, University of Michigan, U.S.A., March, 1991.

Sclater J.G., Joupart C., Galson D. The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the earth. Rev. Geophys. and Space Phys., 1980, v. 18, no 1. – pp. 269-311

Wygrala B. P. Integrated study of an oil field in the southern Po Basin, Northern Italy. PhD thesis, University of Cologne, Germany, 1989.

ГЕОХИМИЯ

В разделе, посвященном вопросам генерации нефти и газа, сохраняется общий принцип монографии — краткое описание истории изучения вопроса и базовых принципов, обзор основных математических алгоритмов, и большая часть раздела отдана освещению новейших исследований в области катагенеза органического вещества и факторам его преобразования. В первом параграфе описывается история вопроса генезиса нефти, зарождение осадочно-миграционной теории образования углеводородов, а также факторы преобразования органического вещества. Попытки формализации этих положений в различных странах и научных школах вылились в методах оценки генерационного потенциала органического вещества, отличающихся как в части расчетов, так и концептуально. Математическое описание подходов к оценке генерационно-эмиграционных параметров вынесено отдельным приложением к разделу (приложение А).

Кинетические спектры реакций преобразования органического вещества наиболее наглядным и наиболее научно обоснованным образом, с точки зрения химии полимеров, позволяют иллюстрировать деструкцию биополимера-геополимера до компонентов нефти и газа. Между тем, характеристика исходного источника углеводородов в бассейновом моделировании — вопрос сродни "быть или не быть?". Ответ на него можно найти в параграфе 4.2 раздела "Геохимия".

Кинетика различных материнских свит несет в себе динамику выделения различных компонентов углеводородов. Кинетика обычно нормируется по общему выходу компонентов. Количественную же характеристику необходимо вводить частным образом. В первую очередь для НГМТ определяется количество органического углерода и нормированный на органический углерод выход углеводородов при пиролизе (водородный индекс). В параграфе 4.4 собраны осредненные параметры Сорг и водородного индекса по основным материнским свитам, развитым в недрах Российской Федерации.

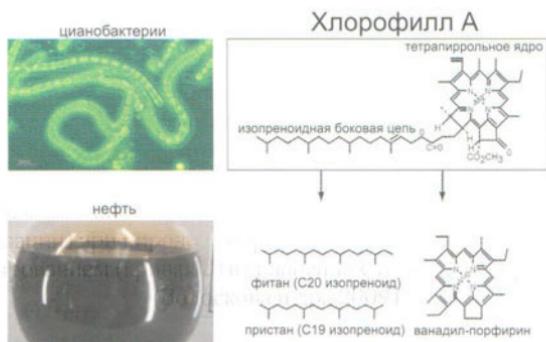
Другим важнейшим элементом повышения достоверности прогнозов является создание базы данных собственных кинетических спектров по НГМТ Российской Федерации. Некоторые результаты первой работы по определению кинетических спектров материнских свит РФ вынесены отдельным приложением к монографии (приложение Б).

Ключевым для определения динамики выделения нефти и газа являются факторы преобразования органики после фоссилизации. Координатами эволюции нефтяной системы по общему признанию являются температура и время. В параграфе 4.5 рассматривается дополнительный фактор преобразования органического вещества — динамокатагенез. Преобразование органического вещества под действием сил тектонического стресса и сейсмоволнового воздействия является лейтмотивом всей монографии.

Отдельный вопрос калибровки катагенетической зональности бассейна, рассчитанной посредством компьютерной программы на наблюдаемую в природе, освещается в ключе неразрывной связи определения параметров преобразования органической части породы и ее минеральной матрицы. В монографии подробно не рассматриваются такие палеогеотермические показатели, как анализ апатитовых треков, термобарогеохимия флюидных включений. Информацию о них можно найти в других источниках (Ален и Ален, 2005; Труфанов и др., 2008). Упор сделан на стадиальный анализ и калибровку катагенетической зональности в условиях динамокатагенеза (параграф 4.6).

4.1 ГЕОХИМИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Происхождение нефти и газа, согласно осадочно-миграционной теории (Вассоевич, 1967), связано с органическим веществом растений и живых организмов, захороненных вместе с минеральными компонентами горных пород. Такой подход на сегодняшний день имеет большинство приверженцев по всему миру. В основном, это объясняется неоспоримостью фактов наличия множества химических соединений, специфичных по своей структуре, трассируемых от форм высших растений и простейших живых организмов до углеводородов. Типичным примером служит молекула хлорофилла «A». Ее характерная часть — тетрапиррольное ядро — в нефтях обнаруживается в форме ванадил порфирина (Treibs, 1934) (рис. 4.1), а изопренOIDная боковая цепь имеет пристан и фитан в качестве потомков в ископаемых углеводородах (Bordenave et al., 1993).



Для того чтобы счесть величину F для проявления динамокатагенеза, мы должны учесть распределение замечательно отражательной способности

Рисунок 4.1. Пример трассирования биомаркеров нефти от предшественников в живых организмах (Durand, 2003)

Такие структуры получили название хемофоссилий. На схеме эволюции органического вещества (Тиссо, Вельте, 1981), по мере отложения, седimentации и дальнейшего погружения осадков, показана возможность попадания неизмененных молекул из липидов живых организмов в состав высокомолекулярных компонентов нефти.

Органическое вещество до фоссилизации в формах, присущих живым организмам (биополимеры), разлагается под воздействием микробов до жиров, белков и липидов. При этом довольно часто данные процессы характеризуются метанообразованием. Далее идут процессы полимеризации и конденсации до геополимеров. Образуется протокероген, который в ходе катагенеза и метагенеза подвергается деструкции. В протокатагенезе также возможна генерация метана и более тяжелых углеводородов под воздействием механической энергии (Черский, 1985; Пецюха, 1990, Shinn et al., 1980; Peters et al., 1981).

Исследование условий нефтегазообразования неразрывно связано с изучением катагенетической зональности и марочного состава углей, так как угли исторически лучше других органических веществ в осадочной толще изучены с точки зрения геохимии. Уголь — концентрированное органическое вещество. Трудами отечественных и западных геохимиков и геологов установлена шкала катагенеза органического вещества (рис. 4.2), основой для которой послужил классический разрез Донецкого угольного бассейна (Неручев, Вассоевич, Лопатин, 1976). В шкале совмещены основные этапы катагенеза осадочных пород и марочный состав углей с отражением основополагающих принципиальных стадий эволюции природного полимера.

В углях по мере нарастания степени преобразованности увеличивается концентрация углерода. Как известно, графит обладает наивысшей степенью преобразованности и содержит 100 процентов углерода. Бурые угли ранних подстадий наполовину состоят из углерода. Именно в координатах элементного состава происходило изучение как нерастворимой части органического вещества, названной впоследствии керогеном, так и растворимой, получившей название «битумоид» (рис. 4.3). Это впоследствии привело к созданию балансовой модели оценки нефтегенерационного потенциала НГМТ в осадочно-породных бассейнах, математическое представление которой изложено в приложении А в разделу "Геохимия".

Работы Вассоевича Н.Б., Неручева С.Г. и других дали обширный материал для систематизации полученных закономерностей и выделения на основе изменения концентрации различных компонентов схожих в первом приближении энергетических уровней, на которых преобладают те или иные продукты генерации органического вещества, названных главной зоной образования нефти (Вассоевич, 1967) и главной зоной (фазой) образования газа (Неручев и др., 1973).

Строго говоря, зонам катагенеза соответствуют специфичные продукты преобразования органического вещества каждой конкретной породы, обладающей собственной уникальной историей седиментации минеральных и органических компонентов. Главная потребность мышления исследовате-

ля — потребность моделирования всего процесса, а мыслительный процесс со времен античных философов нашел всего два способа моделирования: физическое и математическое.

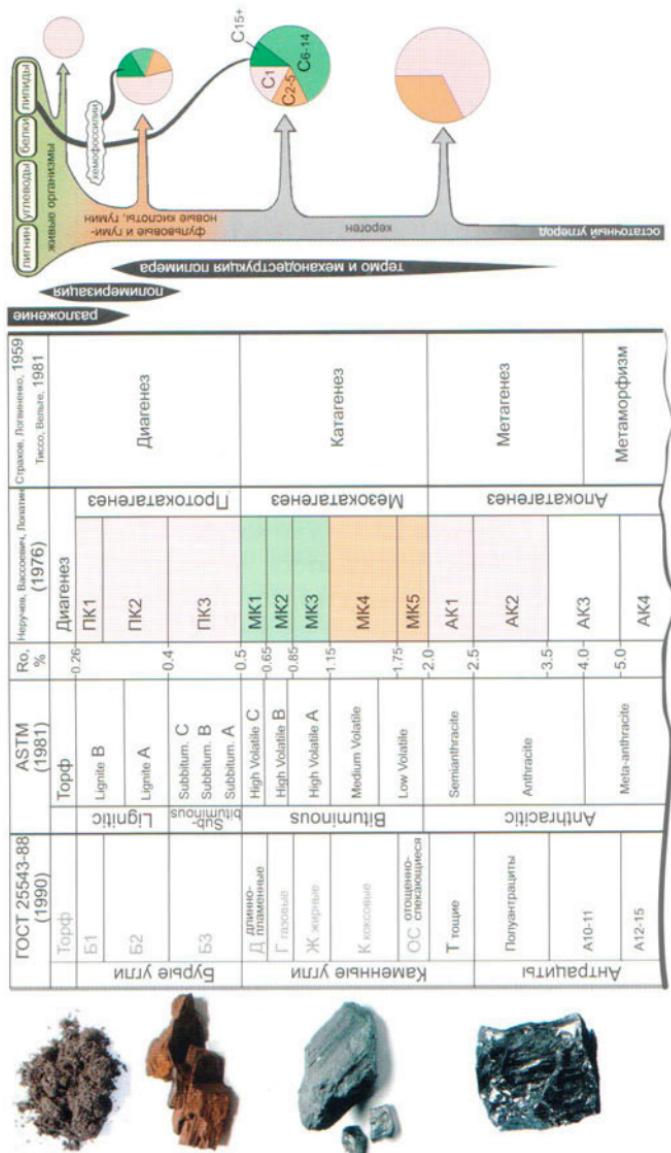


Рисунок 4.2. Шкала метаморфизма углей принятых в РФ (ГОСТ 25543-88, 1990) и США (ASTM, 1981), совмещенные с шкалой катагенеза органического вещества (Неручев, Вассоевич, Лопатин, 1976) и (Тиссо и Вельте, 1981), а также со схемой эволюции и переработывания органического вещества (Тиссо и Вельте, 1981 с изменениями)

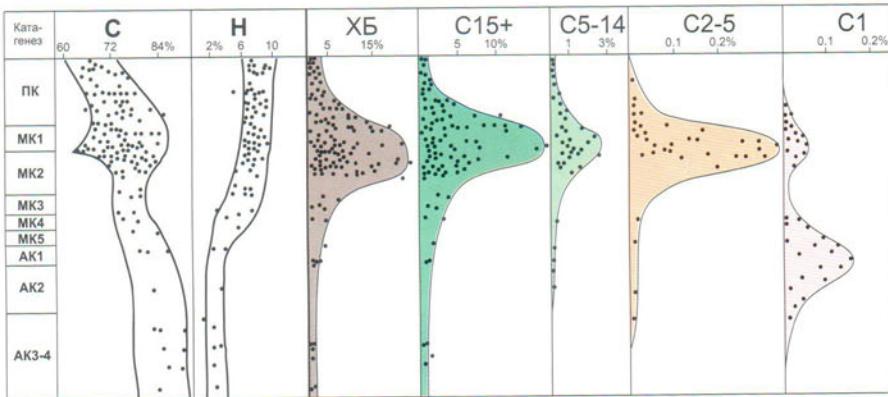


Рисунок 4.3. Изменение концентраций продуктов преобразования сапропелевого органического вещества, а также изменение элементного состава нерастворимого органического вещества (Неручев и др., 2006).

В первом случае ученого интересовал эксперимент с непреобразованным осадком, содержащим органическое вещество. Началось все в конце девятнадцатого века с экспериментов Энглера по нагреву сельдевого жира (Тиссо и Вельте, 1981, Черский и др., 1985). В итоге, получив углеводороды, он стал отцом пиролиза органического вещества, который в двадцатом веке и поныне является основным инструментом для изучения генерационного потенциала материнских свит.

Развитие пиролитических исследований (нагревания образцов материнских пород) связано с именами отечественных и западных ученых: В. А. Соколов (1971), Erdman J. G., Mulik J. D. (1963), Ikan R. et al (1975), Harrison W. E. (1978), Р. Исиватари и др. (1977), Hoering T. C., Abelson P. H. (1963), Д. Вельте (1970), Louis M. C., Tissot B. P. (1967), В. Л. Соколов, В. Ф. Симоненко и др. (1977), Е. А. Глебовская и др. (1976), Harwood R. J. (1977), Bostick N. (1971), Н. Д. Зелинский (1941), А. В. Фрост (1947), А. И. Богомолов и др. (1960), А. А. Петров и др. (1949), Peters K. (1981), Yurg J. W., Eisme E. (1964), Shimoyama A., Johns W. D. (1971), Э. М. Галимов (1973) и др.

Среди экспериментов, представленных в этом далеко не полном списке, мы выделили три характерные работы, в которых отметили условия эксперимента и продукты, полученные в результате пиролиза (табл. 4.1):

Из данных таблицы 4.1 ясно, что крекинг керогена осуществляется в лабораторных условиях при температуре 400–490 градусов. Бостик С. Н. одним из первых исследователей методично подошел к проблеме несоответствия экспериментов по искусственно крекингу керогена (Bostick, 1971). Он отметил что, чем выше температура, тем больше разница между природным и лабораторным крекингом. Например, конец ГФН (МК3 или «Ж») в пиролизе достигался при 440 °C, а в природе (Донецкий бассейн) – 120 °C.

Таблица 4.1
Сводные результаты пиролиза непреобразованных образцов

Авторы	Реагент	Температуры	Продукты	Замечания
Соколов, 1971	Морской и пресноводный ил	200-300 °C	Метан, пропан, бутан	Ниже 200 °C скорость минимальна
Ishiwatari, 1977	Молодые осадки	260 °C	Жидкие УВ	-
		330 °C	н-алканы + кероген	
		400 °C	н-алканы из керогена	
Вельте, 1970	Эоценовый горючий сланец озерный	300-350 °C	н-алканы	Нечет. = четн. (н-алканы)
		490 °C	н-алканы	Четных больше, схожесть с природной нефтью

Таким образом, возникает вопрос о недочете некоторых движущих сил при лабораторном пиролизе, которые участвуют в природных процессах. Напомним, что при пиролизе присутствует только один (основной) фактор преобразования органического вещества — температура.

Кен Питерс с соавторами (Peters et al., 1981) занимался детальным исследованием лабораторного пиролиза современных богатых органикой осадков. На известной диаграмме Ван Кревелена вынесены кривые природной эволюции трех различных типичных керогенов (Tissot et al., 1974; Durand, 2003): I — сапропелевого керогена (горючие сланцы Грин Ривер); II — морского планктоногенного (тоарские глины Парижского бассейна); III — гумусового (глины Логбаба, бассейн Дуала). Кривые эволюции положены на координаты атомных соотношений водорода к углероду по оси ординат и кислорода к углероду по оси абсцисс (рис. 4.4).

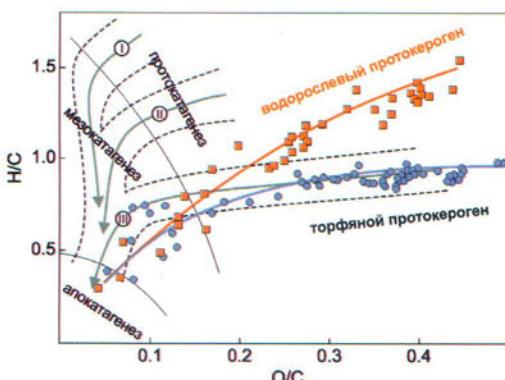


Рисунок 4.4. Сравнение результатов лабораторного пиролиза современных осадков и природного крекинга керогена на диаграмме Ван-Кревелена (Peters et al., 1981)

На диаграмму также нанесены кривые с замерами H/C и O/C в точках лабораторного пиролиза. Вынесены точки фактических замеров и аппроксимированные кривые эволюции протокерогенов, выделенных из озерных водорослей (сапропель из лагуны Мормона, Калифорния) и из торфа (Staten Island, Калифорния). Кривые термической эволюции при лабораторном пиролизе протокерогенов (Ishiwatari et al., 1977, 1978; Peters et al., 1981) отличаются от кривых, полученных с разных глубин трех типичных керогенов (Tissot et al., 1974; Durand, 2003). Из рисунка видно, что процессы лабораторного пиролиза (особенно в случае с сапропелями) и природного крекинга керогена идут различными путями: в лабораторном процессе наблюдается замедленная потеря кислорода. Это отклонение сам К. Питерс объясняет различной скоростью процессов. Однако же, большинство авторов склоняется к тому, что потеря кислорода в протокатагенезе должна контролироваться дополнительными факторами, нежели только температурой, а лабораторный пиролиз не способен полностью моделировать такие изменения (Тиссот и Вельте, 1981; Черский и др., 1985). В пользу этого также говорит тот факт, что при лабораторном пиролизе (Karweil, 1969; Connan, 1974; Tissot et al., 1974; Ishiwatari et al., 1977; Черский и др., 1985; Селиванов О.В., 1991) затрачивается от 40 до 60 ккал/моль для тех же превращений с ОВ, на которые в естественных условиях (по геологическим данным и расчетам) расходуется от 10 до 20 ккал/моль (рис. 4.5).

По расчетам (Tissot et al., 1974), на генерацию нефти, смол и асфальтенов сланцев Парижского бассейна необходима энергия от 15 до 20 ккал/моль. Для генерации жидких продуктов из озерного современного осадка затрачивается 5.4 ккал/моль (Ishiwatari, 1977). Процесс генерации углеводородов в природных условиях на примере 12 мировых осадочных бассейнов по данным (Connan, 1974) составляет всего 11–13,8 ккал/моль. Хотя его расчеты подвергались критике из-за предположения, что преобразования керогена до генерации не происходит (Barker, 1984). Это, безусловно, ошибочно, и оценки Коннана занижены, но не намного, а энергии активации природного процесса углефикации (созревания органического вещества), лежащие в пределах 8.4–30 ккал/моль, которые сообщает (Karweil, 1969) не далеки от реальных.

С другой стороны, по данным лабораторного пиролиза (то есть с участием только температуры), все современные расчетные кинетические спектры лежат в пределах энергий активации от 40 до 70 ккал/моль. Эти величины соответствуют энергиям химических связей, по которым происходит деструкция углей под воздействием тепловой энергии. Для разрыва наиболее слабой связи O–O необходимо потратить 33 ккал/моль, на реакции декарбоксилирования — не менее 35 ккал/моль, на разрыв C–S связи — 64.4 ккал/моль, отрыв алкила от кольца — 40 ккал/моль, разрыв C–C связи в углеводородах с прямой цепью — 58 ккал/моль и более (Галимов, 1973).

Необходимость учета дополнительных факторов преобразования подтверждается также выводами (Waples, Tornheim, 1977) о невозможности

получения н-алканов с характерным для природных нефтий распределением молекул за счет реакций деструкции только под воздействием тепла.

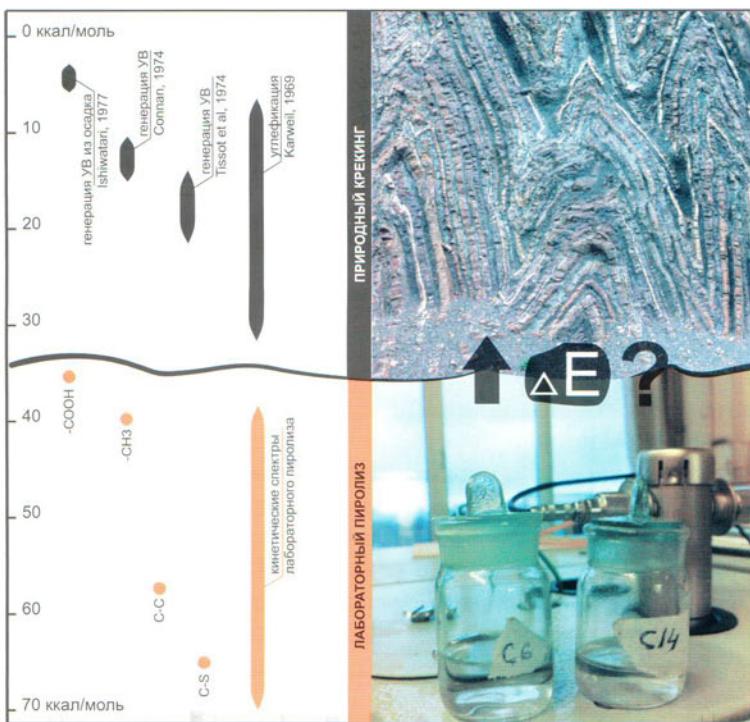


Рисунок 4.5. Сравнение энергий активации, рассчитанных по данным природных процессов углефикации (Karweil, 1969), генерации углеводородов (Connan, 1974; Tissot et al., 1974; Ishiwatari, 1977) и лабораторных энергий активации термодеструкции частных химических связей (Галимов, 1973), а также всего лабораторного пиролиза (Waples, Nowaczevski, 2014)

Какой же фактор кроме температуры и каталитического действия монтмориллонита (Галимов, 1973; Connan, 1974; Johns, 1979; Еременко, 1988; Liu, 1997) имеет значение для перехода биополимера в геополимер на стадии протокатагенеза? Исследования по механоактивации углей и органических веществ привели многих геохимиков бывшего СССР и Китая (Пецюха Ю. А. 1985, Гонцов А. А., Молчанов В. И., 1992; Черский Н. В. и др., 1985; Царев В. П., 1988, Трофимук и др., 1982; Cao et al., 2007) к выводу о влиянии механизмов деформированных связей и свободных радикалов на активацию процессов поликонденсации и окислительной механодеструкции органических компонентов при фоссилизации осадков и в течение катагенеза. Осадки, при поступлении в водоем, представляют собой тонко отмученные илы с размерностью частиц до 1 микрона. В таком состоянии вещество при се-

диментогенезе и диагенезе хранит механическую энергию, которая впоследствии снижает энергию активации большинства химических реакций, происходящих в системе минеральной и органической части. Захоронение механической энергии происходит за счет формирования активированных связей в биополимерах. Активация химических связей между молекулами полимера происходит за счет растяжения, кручения и увеличения валентных углов. Причем некоторые связи могут впоследствии диссоциировать в протокатагенезе, а другие в мезокатагенезе, или даже позже. В дальнейшем требуется меньшее количество тепла, чтобы пошли реакции с образованием углеводородов. Такой эффект был продемонстрирован на примере углей различного марочного состава (Молчанов, Гонцов, 1992). Причем для того, чтобы получить жидкие и газообразные углеводороды, потребовалось нагревать механоактивированные угли всего до 70 градусов, а такие температуры наблюдаются и в природе. По данным изучения химического состава механоактивированных углей, уменьшается содержание углерода в конденсированных ароматических ядрах и возрастает в алифатических и алициклических и CH₂-группах (Молчанов, Гонцов, 1992). Предполагается присоединение водорода к ароматическим ядрам с образованием алифатических соединений. Заметим, что зональность генерации и выделения углеводородов из органического вещества (рис. 4.6) несколько отличается от принятой в классических работах (Неручев, Вассоевич, Лопатин, 1976), и, по-видимому, носит уточняющий характер, принципиально не отличааясь.

Прямыми свидетельством повышения реакционной способности органического вещества при механическом воздействии является факт возрастания концентрации парамагнитных центров (табл. 4.2) в более мелкой фракции углей различных марок (Саранчук и др., 1981). Парамагнитные центры ответственны за концентрацию свободных радикалов и активированных связей в веществе. Конкретные примеры по снижению энергий активации протокатагена (Селиванов, 1991) и других органических веществ, приведены далее в параграфе 4.6. В целом же, помимо влияния на стадии протокатагенеза, механическая энергия также имеет вес в преобразовании органического вещества в катагенезе при тектоническом стрессе и высокой сейсмической активности, как наложенный эффект (Астахов, 2014; см. параграф 4.6.1).

Таблица 4.2
Концентрация ПМЦ в углях (Саранчук и др., 1981), *10⁻¹⁸ спин/г

Фракция, мм	МАРКА УГЛЯ											
	Д		Г		Ж				К			
0.25-0.5	10.8	16.2	7.2	16.9	20.6	18.3	9.7	19.8	20.8	20.3	19.5	
0.0-0.2	15.1	17.2	9.2	18.7	27.7	19.0	12.2	23.3	20.6	21.4	28.2	
Фракция, мм	МАРКА УГЛЯ											
	ОС					Т			А			
0.25-0.5	23.5	43.4	29.0	26.4	19.0	2.-3	29.0	31.2	37.8	32.1	43.2	38.1
0.0-0.2	33.9	43.2	29.2	27.3	21.7	23.2	82.7	31.2	41.6	33.5	45.9	49.2

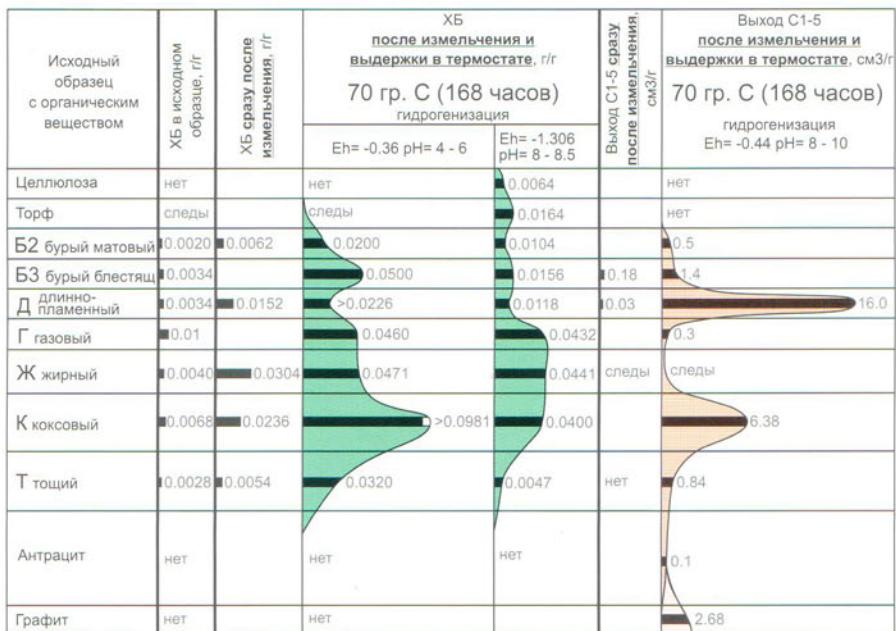


Рисунок 4.6. Генерация нефтяных и газовых углеводородов в восстановительной среде после механоактивации при 70 °С (Молчанов, Гонцов, 1992)

С нашей точкой зрения на процессы преобразования органического вещества аккомпанирует работа Ли Вэнху (Liu, 1997). Обратив внимание, что участие различных агентов преобразования ОВ во временном и количественном отношении неодинаково, он предположил следующую схему созревания керогена на примере образования раннего газа в бассейне Ляохе, (рис. 4.7). На первом этапе, в начале протокатагенеза, наибольшее влияние оказывает бактериальная деятельность, затем, в среднем и позднем протокатагенезе, большое значение приобретают механохимические реакции и катализическое воздействие глинистых минералов, и только с мезокатагенеза ведущую роль начинает играть температура. Работа Ли заслуживает внимания, так как он обоснованно расширяет количество факторов катагенеза ОВ. Тем не менее, отметим, что действие фактора температуры в протокатагенезе не меньше, чем в мезокатагенезе. Просто механоактивация приближает действие температуры за счет снижения энергий активации. Катализическое воздействие глинистых минералов имеет, по видимому, постоянный в ходе катагенеза эффект. Если и говорить о какой-либо относительной эффективности факторов, то глинистые минералы, в большинстве случаев присутствующие в НГМТ, должны характеризоваться прямой вертикальной линией и, безусловно, играть свою роль при приближении лабораторных энергий активации к природным.



Рисунок 4.7. Влияние различных факторов преобразования при генерации раннего протокатагенетического газа бассейна Ляохе (Liu, 1997)

Рассмотрение факторов эволюции невозможно без представления структуры объекта, который эволюционирует. Структура нерастворимого органического вещества (или керогена) будет рассмотрена нами схематично по составу и энергетике процессов деструкции отдельных групповых компонентов (химических соединений).

До начала преобразования (начало диагенеза, или протокатагенеза по Вассоевичу) в структуре гумусового керогена преобладают наиболее слабые с точки зрения устойчивости связей гидроксильные, карбоксильные и карбонильные функциональные группы, которые крепятся к алифатическим и алициклическим цепям, заполняющим, в свою очередь, пространство между ароматическими, не многочисленными в общем объеме мицеллами (рис. 4.8). Реакции дефункционализации характеризуются самыми низкими энергиями активации, необходимыми для разрыва химических связей (до 10 ккал/моль).

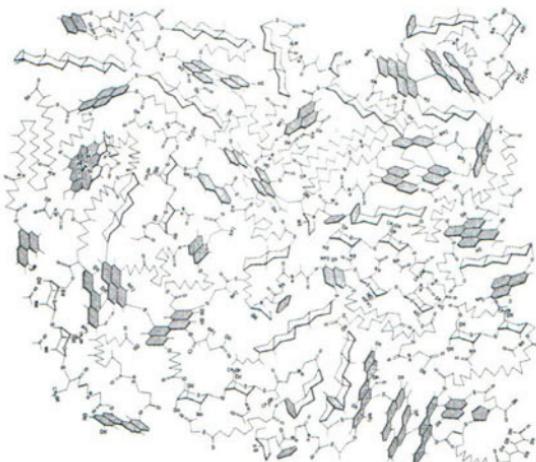
Процесс катагенеза органического вещества идет по пути упрощения структуры и уже к концу протокатагенеза количество таких функциональных групп значительно снижается (рис. 4.8). Заметно повышение роли ароматических структур, формируются ароматические пакеты (пластины из нескольких параллельных ароматических слоев).

Ароматические соединения играют значительную роль в структуре гумусового керогена после прохождения им главной зоны нефтеобразования и его дальнейшей карбонизации. Количество слоев в ароматических пакетах возрастает, а расстояние между ними уменьшается (Cao et al., 2007).

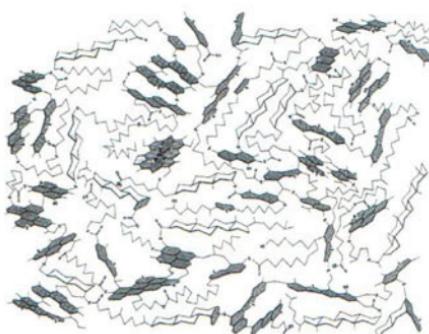
Количественно процесс деструкции керогена с образованием низко и высокомолекулярных соединений может быть описан, опираясь на кинетику химических реакций. Процесс упрощения структуры — это ряд реакций, которые идут одновременно, но с относительно одинаковым энергетическим барьером, необходимым для разрыва связей химических молекул, участвующих в соответствующих реакциях. Энергетическим барьером в формальных терминах является псевдоэнергия активации данного набора реакций

(рис. 4.9). Так для перехода угля (OB) из стадии B1 в стадию B3 необходимо затратить количество энергии 5–10 ккал/моль, имея ввиду целый набор реакций по разрыву C-H связей с отрывом гидроксильных и карбоксильных функциональных групп, с одновременным образованием более простых продуктов реакций: воды, углекислого газа, метана и аммиака.

ПРОТОКАТАГЕНЕЗ



МЕЗОКАТАГЕНЕЗ



АПОКАТАГЕНЕЗ

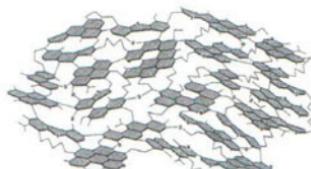


Рисунок 4.8. Эволюционирование структуры керогена на этапах катагенеза (Behar, Vandenbrouke, 1986; Xiao, 2001)

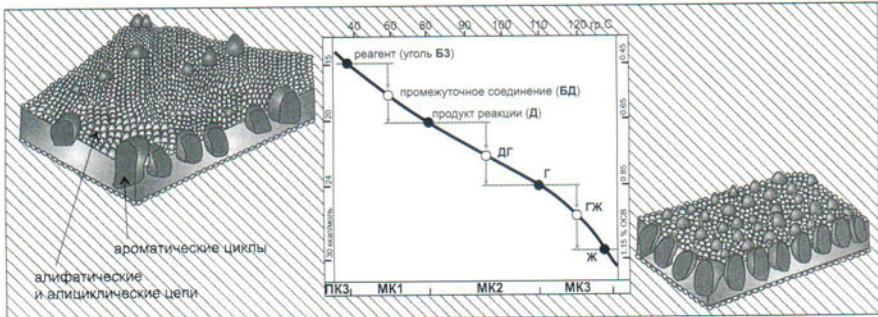


Рисунок 4.9. Принципиальная схема катагенетических реакций
(Бочкарев, Бочкарев, 2006)

Скорость химической реакции может подчиняться закону Аррениуса первого порядка, что наиболее часто наблюдается в быстрых лабораторных процессах крекинга органического вещества (Waples, Nowaczewski, 2015), а, по соглашению геохимиков разных стран и поколений, также может быть экстраполировано на геологическое время (Тиско и Вельте, 1981):

$$K_i(t) = A * \exp(-E_i / RT(t)) \quad (4.1)$$

$$Tr_i = 1 - \exp[-\int (K_i(t) * dt)] , \quad (4.2)$$

где:

K_i — скорость реакции на момент t , с^{-1} ;

R — универсальная газовая постоянная ($8.314 \text{ Дж}/\text{К}^*\text{моль}$);

E_i — энергия активации, $\text{ккал}/\text{моль}$;

$T(t)$ — температура на момент t , К ;

Tr_i — степень преобразованности ОВ для данной E_i ;

dt — длительность реакции;

A — предэкспоненциальный фактор, с^{-1} .

С этого уравнения начинается второй способ моделирования природных процессов — математическое моделирование. Здесь основными факторами, от которых зависит скорость реакции, а соответственно и время, когда кероген начнет генерировать нефть и газ, являются макротемпература породы и псевдоэнергия активации, выраженная в $\text{ккал}/\text{моль}$. Так как этих реакций много, то и процесс генерации нефти и газа характеризуется набором энергий активации. Выход углеводородов будет привязан к температуре НГМТ и уровню энергии активации, который будет зависеть также от накопленной при седиментогенезе и полученной при тектоническом стрессе и сейсмической активности механической энергии.

В кинетическом спектре, получаемом по результатам экспериментального пиролиза при различных скоростях нагревания (Behar et al., 1997), либо при одной скорости, но с заведомо выбранным предэкспоненциальным фактором (Waples, Nowaczewski, 2015), отражается эволюция непреобразованной части керогена. Причем каждому значению энергии активации соответствует долевое значение от общего количества продуктов реакции. Такое положение вещей отражает эволюцию знаний о продуктах катагенеза ОВ. Поток фактических данных привел исследователей к пониманию невозможности универсализации спектра УВ и их привязки к стадиям катагенеза, как это пытались делать классики (Вассоевич Н.Б., Неручев С.Г. и отчасти Б. Тиссо и Д. Вельте). Качество и динамика продуктов катагенеза будет зависеть от генетики органического вещества. Поэтому в мире каждый год появляются работы по изучению кинетических спектров материнских свит.

4.2 КИНЕТИКА ХИМИЧЕСКИХ РЕАКЦИЙ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Онтогенез нефти и газа западными и российскими учеными традиционно изучался с несколько различающихся подходов. Отечественные геохимики на заре создания осадочно-миграционной теории происхождения нефти и газа строили балансовые модели на основе изучения элементного состава керогенов, битумоидов и нефтей в различные стадии преобразования органического вещества. Таким образом, были выделены главная зона нефтеобразования, а затем и газообразования. С.Г. Неручевым были созданы универсальные модели для различных типов органического вещества (сапропелевого, гумусового, оксисорбосапропелевого для Сибирской платформы). На этой основе (в зависимости от катагенеза пород) можно было прогнозировать количественные характеристики генерации нефти и газа. Это впоследствии стало стержнем историко-генетического подхода Н. Б. Вассоевича, который подхватили западные геохимики. Нынче этот подход с успехом развился в продукты по бассейновому моделированию с формированием соответствующей методики.

Учеными Франции, Германии, США и Великобритании развивался другой подход для количественной оценки генерации нефти, основанный на кинетике химических реакций преобразования керогена. Они всецело полагались на результаты программируемого термокрекинга образцов материнских пород. Основным чувствительным параметром в данном случае является скорость реакции, которая вычисляется в зависимости от температуры и энергии активации. Соответствующие рассчитанные кинетики включают зависимости весового выхода продуктов реакции от энергии активации.

Кинетический спектр — это, если угодно, «отпечатки пальцев», «генотип» органического вещества. Каждый образец обладает уникальным спектром получаемых при лабораторном и, в значительной мере приближения, природном термокрекинге керогена, углеводородных компонентов. Задача

выяснения кинетического спектра образцов материнских свит разведочных скважин и обнажений решается методами пиролитической хроматографии, а также с использованием приемов совместной интерпретации геолого-геофизической и промысловой информации.

Кинетические спектры подразделяются на однокомпонентные (Waples, Nowaczewski, 2015), двух- (Pepper, Corvi, 1995) и многокомпонентные. В литературе представлены примеры от 4-х (Behar et al., 1997) до 14-компонентных спектров (Di Primio, Horsefield, 2006). В однокомпонентных моделях продуктом реакций является общая масса углеводородов, не разделенных покомпонентно. В двухкомпонентных моделях продукты реакций разделены на газообразные УВ (C_{1-5}) и жидкие (C_{6+}) углеводороды. В практике восстановления таких кинетик в основном использовались представления о генетике керогена, то есть принадлежности органического вещества к одному из трех типов. В практике моделирования наиболее часто используют двух- или четырехкомпонентные кинетики с разделением на сухой метан, жирные газы C_{2-5} , жидкие УВ C_{6-14} и твердые компоненты с самыми тяжелыми жидкими C_{15+} . Редкое использование кинетик с более чем 4-мя компонентами объясняется нехваткой данных для калибровки более сложных моделей, да и в целом небольшой достоверностью моделирования вторичной миграции, при которой необходимо постоянно просчитывать уравнения состояния на PVT условия для каждого компонента. Тем не менее, опубликованы работы с восстановленными многокомпонентными (более сложные системы с разделением на 14 компонентов) кинетическими спектрами по данным корреляции битумоидов материнских свит и состава залежей (Penteado, Araujo, 2009).

Поскольку в практике модельеры часто встречаются с необходимостью использовать кинетические спектры из других бассейнов (из-за неимения/отсутствия экспериментальных данных пиролиза "родных" НГМТ исследуемого бассейна), необходимо хорошо понимать, какие типы кинетики надо использовать и в каком случае. Кратко обсудим одну из содержательных в этом плане работ (Pepper, Corvi, 1995).

В работе приводятся пять кинетических спектров, которые претендуют на универсальность и приведены для различных типов керогена. Собственно, тип керогена традиционно является определяющим для использования той или иной кинетики в бассейне с отсутствием детальных геохимических исследований. Авторами предлагается использование концепции «органофаций» (табл. 4.3), что в данном случае выглядит наиболее обоснованным. Таким образом, появляется возможность, используя данные сейсморазведки, секвенс-стратиграфического анализа и палеогеографические представления, прогнозировать развитие той или иной органофации в пределах бассейна, с привязанным к ней определенным спектром реакций. На примере (рис. 4.10) становится понятным как можно использовать эти кинетики.

Палеогеографические обстановки:

А: Обстановки трансгрессии до достижения поверхности максимального затопления на карбонатной платформе (если достаточно мощная, она может

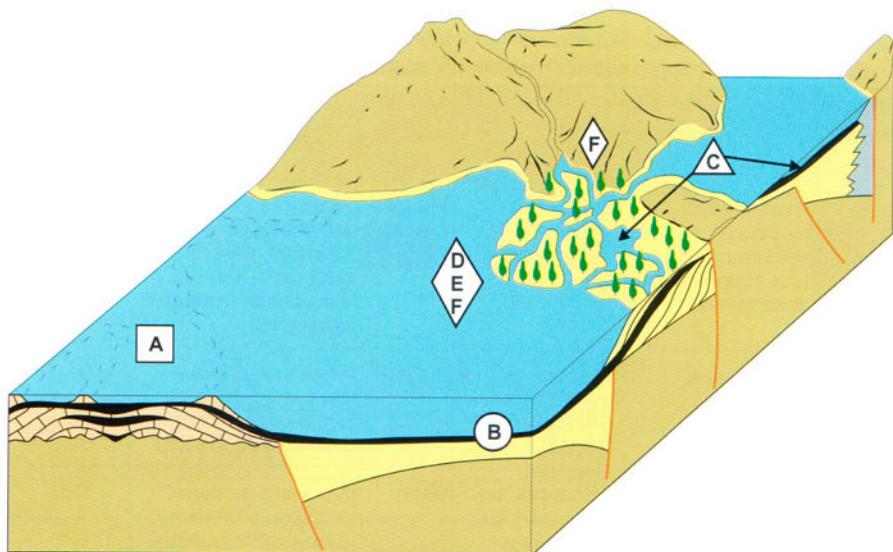


Рисунок 4.10. Палеогеографические обстановки органофаций (Pepper, Corvi, 1995)

быть напрямую распознаваться по аномально низким значениям акустического импеданса); лагунные и внутри-шельфовые депрессии.

В: Обстановки трансгрессии до достижения поверхности максимально-го затопления на внешнем шельфе. Так же, как органофации А, они могут быть прямо выделены и являются, наверное, самыми надежными отражающими горизонтами. На сейсмических профилях часто непросто различить вышележащие проградирующие дистальные лопасти тракта высокого стояния от нижележащих горизонтов конденсированного осадконакопления. Это приводит к неправильной интерпретации нефтегазоматеринских свит про-дельты.

С: Обстановки, связанные с озерами тракта высокого стояния. В морских условиях развитие керогена первого типа более сложно прогнозируемо. Отложения сапропелевого типа часто развиваются в застойных лагунных усло-виях и условиях предрифовых фаций.

D/E: Обстановки, развитые либо за береговой линией трансгрессивного системного тракта, либо в агградирующих парасеквенциях перекрывающих отложений тракта высокого стояния моря. Здесь относительно небольшое развитие углей низкой плотности может напрямую фиксироваться на сейс-мических профилях низким акустическим импедансом.

F: По существу те же обстановки, какие характерны для органофаций D/E, разница в возрасте отложений с которыми они ассоциированы. Определения по сейсмостратиграфии соответственно те же. Безотносительно ко времени формирования, в направлении суши будет повышаться вероятность пересе-чения верхней дельты или субаэральных обстановок прибрежной равнины.

Таблица 4.3

Классификация органофаций и соответствующих кинетических спектров преобразования керогена (Pepper, Corvi, 1995)

Органофации	Описание	Основная биомасса	Включения серы	Возраст/обстановок ассоциации	Классификация IFP
A	Аквагенные, морские, кремнистые или карбонатные/эвапориты	Морские водоросли, бактерии	Много	Морские, зоны апвеллинга, бассейны с небольшим привносом осадочного материала (любого возраста)	Тип IIS
B	Аквагенные, морские, кремнисто-обломочные	Морские водоросли, бактерии	средне	Морские, бассейны с терригенным осадконакоплением (любого возраста)	Тип II
C	Аквагенные, неморские, озерные	Водоросли пресных вод, бактерии	мало	Континентальное осадконакопление, в меньшей степени прибрежные равнины (фанерозой)	Тип I
D/E	Терригенные, неморские, битуминозные	Кутикулы высших растений, смолы, лигнин, бактерии	мало	Некоторые затопляемые прибрежные равнины (мелозой и моложе)	Тип III "H"
F	Терригенные, неморские, слабо-битуминозные	Лигнин	мало	Прибрежные равнины (поздний палеозой и моложе)	Тип III/IV

Обращаясь непосредственно к предложенными авторами кинетикам (рис. 4.11), можно кратко охарактеризовать их так (относительно особенностей процессов нефтегазообразования). Наименее растянутому во времени процессу нефтеобразования соответствует спектр керогена первого типа. Он обладает наилучшим нефтяным потенциалом. Тем не менее, в чистом виде в природе встречается редко. Самые низкие значения энергий активации для доминирующего типа связи, а значит и наиболее ранний процесс нефтегазообразования, характерны для керогена IIS типа сернистого (органофации A). На территории РФ он соответствует, к примеру, баженитам. Наиболее поздним (в энергетическом отношении) выходом продуктов реакций характеризуется кинетика, отвечающая переходному керогену III–IV типа (органофация F).

Самыми распространенными типами керогена в мире и в России являются II, III и их смеси. Подробнее об особенностях материнских пород различных типов, распространенных в бассейнах на территории РФ, можно ознакомиться в параграфе 4.4.

Интересен пример решения обратной задачи выделения органофаций по результатам восстановления кинетического спектра. Так Д. Вэплс (Waples, 2002) по доминантной энергии активации и форме спектра выделил две органофации склона карбонатной платформы и лагуны в карбонатных тионских материнских породах бассейна Мексиканского залива (рис. 4.12).

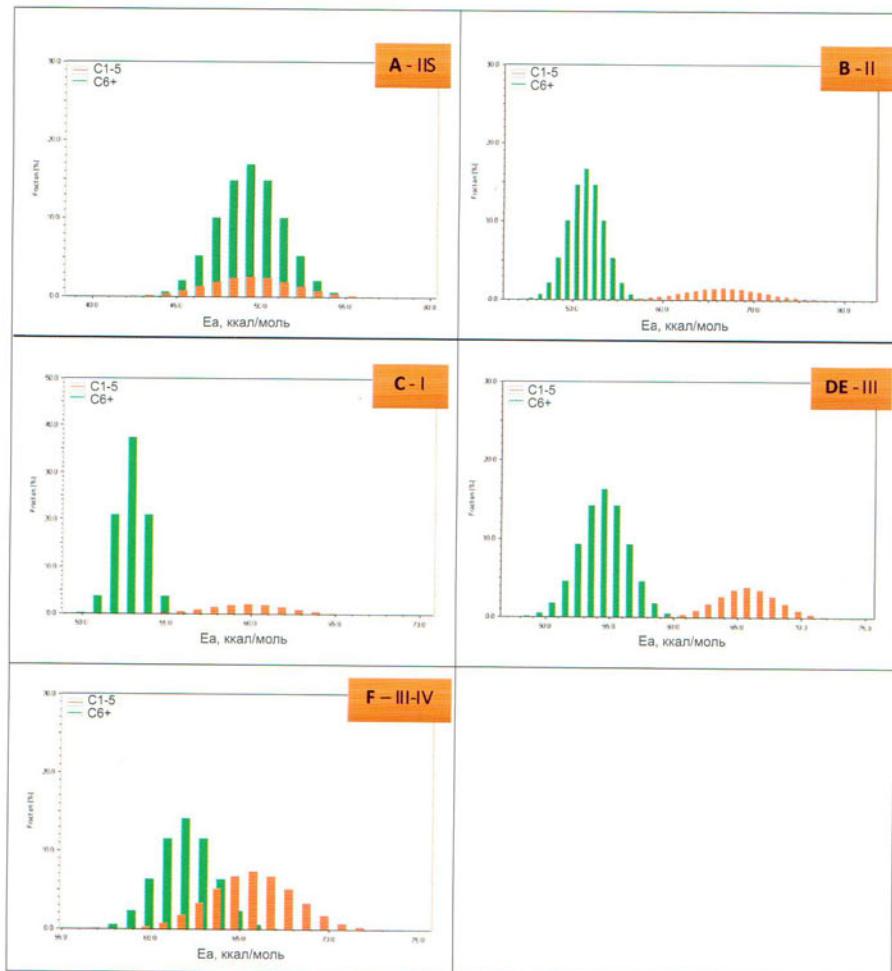


Рисунок 4.11. Кинетические спектры реакций преобразования органического вещества керогенов различных генетических типов (Pepper, Corvi, 1995)

Также были выделены органофации с высоким и низким содержанием *Gloeocapsa morpha prisca* — синезеленой водоросли (рис. 4.13), которая преобладает в эстонском ордовикском кукерсите (Waples, Nowaczewski, 2015).

Но наиболее интересным примером является возможность трассирования по средним энергиям активации отложений разных системных трактов, что также было показано Д. Вэплсом (Waples, Nowaczewski, 2015). Отличные от соседних значения средней энергии активации пласта "F" сеноманской свиты Абу Рош (бассейн Западная Пустыня, Египет) позволили выделить его как отдельную секвенцию длительностью 2 млн. лет и оконтурить системные тракты (рис. 4.14).

Таким образом, восстановление кинетических спектров может помочь не только в решении прямой задачи выяснения динамики генерации углеводородов, но и в выделении органофаций.

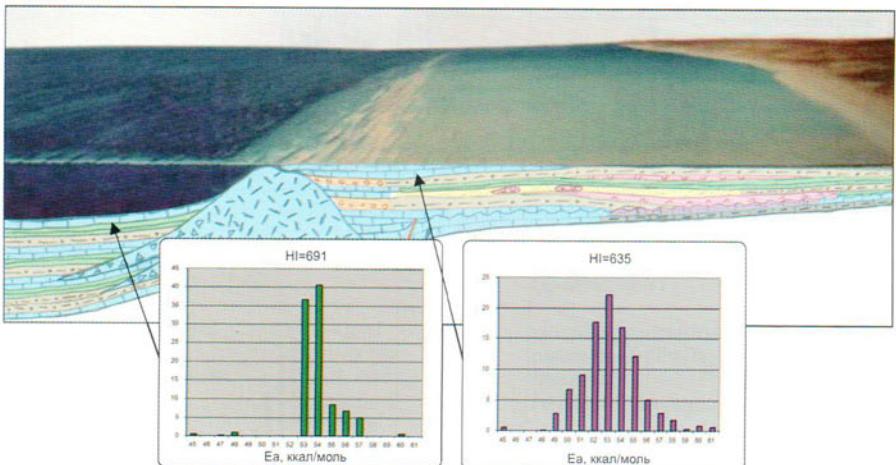


Рисунок 4.12. Выделение органофаций по форме и доминантной энергии активации кинетического спектра в титонских карбонатных породах Мексиканского залива (Waples, Nowaczewski, 2015 с дополнениями)

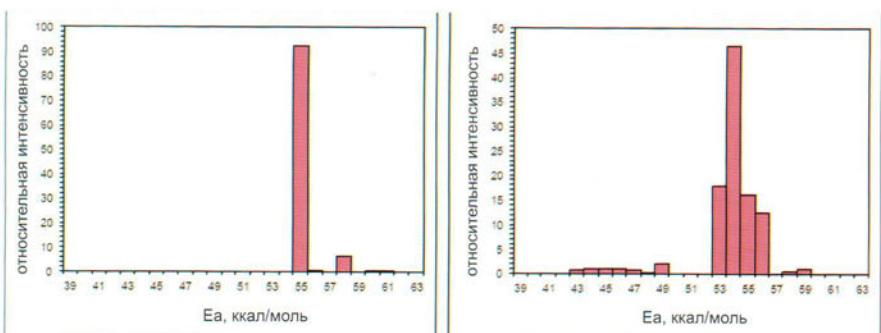


Рисунок 4.13. Кинетические спектры ордовикских сланцев (Waples, Nowaczewski, 2014). Слева: с высоким содержанием сине-зеленої водоросли *Gloeocapsa morpha prisca*; Справа: с низким ее содержанием

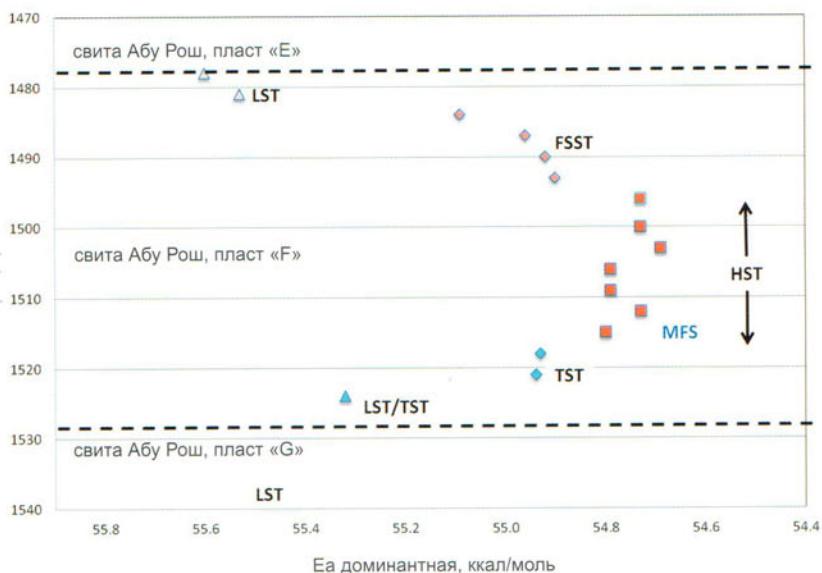


Рисунок 4.14. Соотношение доминантных энергий активации и секвенс-стратиграфических элементов сеноманской свиты Абу Рош (бассейн Западная Пустыня, Египет) (Waples, Nowaczewski, 2014)

4.3 ВОССТАНОВЛЕНИЕ КИНЕТИЧЕСКИХ СПЕКТРОВ

Восстановление кинетических спектров — задача первостепенной важности для бассейнового модельера. Ранее был описан стандартный подход для малоизученных бассейнов без возможности исследования образцов пород. Теперь, давайте взглянем на возникающие проблемы при применении такого подхода.

Для примера, представим, что мы решаем задачу расширения этажа нефтегазоносности на одном из разрабатываемых месторождений севера Западной Сибири. Необходимо оценить перспективы глубоких горизонтов средней юры. Основная материнская свита — вымская, погруженная на глубину более 3000 м. Задача состоит в выборе кинетического спектра для моделирования (рис. 4.15). Мы хотим упростить задачу и не изучать керн, выбрав уже готовые кинетики. Среди вариантов — две часто используемые кинетики для керогена смешанного планктоногенно-гумусового типа (II–III).

При этом сразу отметим, что, в общем, процентное соотношение продуктов одинаково, но динамика их выделения в ходе катагенеза очевидно различна. В итоге при моделировании мы получаем различный состав и количество генерированных углеводородов для погружения породы на глубину 3000 м. И хотя образцы керна уже немало преобразованы, все же методы

пиролитической хроматографии и восстановление остаточного нефтегенерационного потенциала позволяют определить наиболее вероятный состав уже генерированных углеводородов.

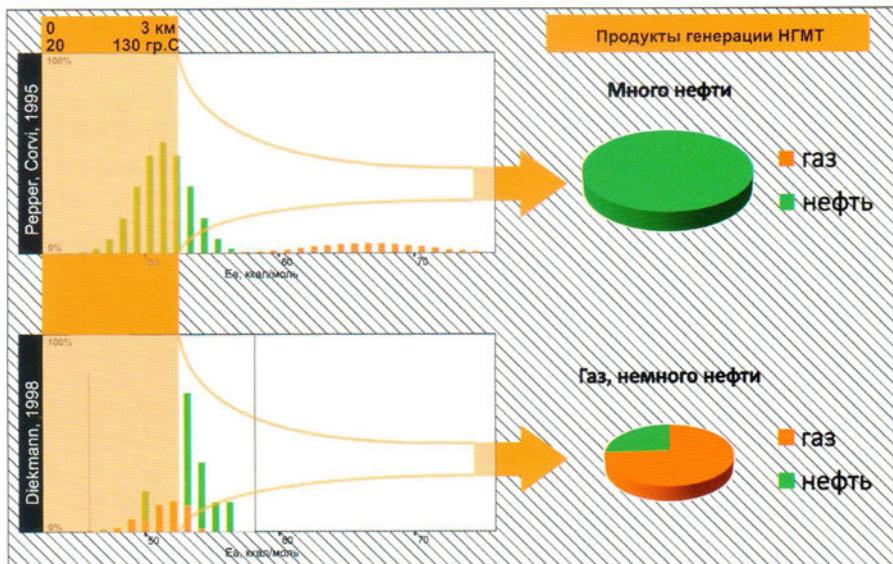


Рисунок 4.15. Пример использования двух кинетических спектров в одинаковых условиях при отсутствии образцов материнских свит

Таким образом, если восстановлена кинетика генерации нефти и газа по керну, тогда есть шанс определить места ее скопления сегодня. В противном случае, есть риск смоделировать нефть, например, Парижского бассейна. В худшем случае, просто нефть, которая "родилась в голове" автора этой кинетики.

В этой связи мы представляем результаты работы по восстановлению кинетических спектров некоторых признанных материнских свит на территории Российской Федерации, которые отбирались в поисковых маршрутах (рис. 4.16, табл. 4.4), а также из керна поисковых скважин и частных коллекций. Результаты ее могут использоваться научными коллективами в целях повышения достоверности бассейнового моделирования в нашей стране.

В стандартных условиях в ловушках систем открытого пиролиза изменяется общий выход продуктов пиролиза в миллиграмммах УВ на грамм образца. Реактор в открытом пиролизе напрямую с наименьшим расстоянием соединен с детектором ионизации в пламени, где в токе водорода сгорают выделяемые УВ. Такая система подразумевает выяснение динамики выхода углеводородов в зависимости от температуры реактора.

Другой вариант определения кинетических параметров заключается в использовании "оффлайн"-схемы методами пиролитической газовой хро-

матографии. При использовании пиролитической приставки, совмещенной с испарителем газового хроматографа с масс-спектрометром или без, определяется долевое участие различных групповых или индивидуальных компонентов в продуктах пиролиза. Температура пиролиза составляет от 300 до 700 °C с интервалом 10–25 градусов.



Рисунок 4.16. Отбор образцов из кумской нефтегазоматеринской свиты (р. Белая, Адыгея)

Цель — выяснение компонентного состава продуктов пиролиза нефтегазоматеринских пород, углей и горючих сланцев. Методика состоит в разделении пиролизатов (продуктов пиролиза) методами газожидкостной и газоадсорбционной хроматографии при различных температурах нагрева. Таким образом, мы получаем количественное соотношение выделяемых компонентов при пиролизе. При этом заранее все навески должны выдерживаться при 300 °C 15 минут, чтобы избавиться от сорбированных и уже сгенерированных углеводородов, содержащихся в матрице породы, соответствующих пику S1 в классическом варианте Rock-Eval.

Под компонентным составом понимается разделение продуктов пиролиза по содержанию индивидуальных углеводородных компонентов:

Компонент 1: (C1) — сухой газ: метан;

Компонент 2: (C2-C5) — жирный газ: все углеводороды (предельные и непредельные) с количеством атомов углерода в молекуле от 2 до 5;

Компонент 3: (C6-C14) — легкая нефть: все углеводороды (предельные и непредельные, в том числе циклические) с количеством атомов углерода в молекуле от 6 до 14;

Компонент 4: (C15+) — тяжелая нефть: все углеводороды (предельные и непредельные, в том числе циклические) с количеством атомов углерода в молекуле больше 15.

В результате получаем соотношение этих четырех компонентов в общем объеме продуктов пиролиза на различных стадиях нагрева. В дальнейшем полученная информация обрабатывается компьютерной программой для получения кинетического спектра преобразования органического вещества при термокрекинге (пиролизе).

Если удается привлечь различную геологическую информацию по составу нефтей и газов выявленных залежей, а также соотнести их с конкретным источником материнской свиты, можно калибровать полученный по результатам пиролитической газовой хроматографии спектр в соответствии с составом углеводородов в залежах. Таким образом, комплексируются данные лабораторного пиролиза и геологических наблюдений.

В приведенном списке (табл. 4.4) перечислены наименования образцов из коллекции каменного материала нефтегазоматеринских свит с рассеянным органическим веществом, горючих сланцев, углей и непреобразованного органического осадка, по которым проведено комплексное восстановление кинетического спектра реакций преобразования органического вещества методами пиролиза в проточной системе и пиролитической хроматографии. Кинетические спектры некоторых наиболее представительных материнских свит приводятся в отдельном приложении Б к разделу "Геохимия".

Таблица 4.4
Список образцов с восстановленными кинетическими спектрами

	Наименование	Класс	Тип ОВ	Преобразованность
1	Сапропель (Азовское море, Миусский лиман)	Нефосилизированное РОВ	I тип – лиман	Диагенез
2	Черноморский ил (Гудаутский шельф, глубина 400м)		II тип – море	
3	Торф (Подмосковный бассейн)	Нефосилизированное РОВ	III тип – болото	Диагенез

	Наименование	Класс	Тип ОВ	Преобразованность
4	Навагинская свита (г. Сочи)	Фоссилизированное РОВ	I-II тип – морская открытая лагуна?	ПК3
5	Кумская свита (ст. Абадзехская, р. Белая)		II тип – меловодный шельф	ПК3-МК1
6	Майкопская серия (г. Хадыженск, р. Пшиш)		II-III тип – шельф	ПК3-МК1
7	Ятыгвартинская свита (р. Руфабго, Адыгея)	Преобразованное РОВ	I-II тип	MK4-5
8	Вымская свита (п-ов Ямал, ЯНАО)		II - III тип – море – шельф	MK2-3
9	Танопчинская свита (п-ов Ямал, ЯНАО)		III тип – прибрежный	MK2 (0.67Ro)
10	Кендерлыкский сланец (Казахстан, Зайсан)	Горючие сланцы	I тип	ПК
11	Караунгурская свита (Казахстан, Зайсан)			
12	Диктионемовый сланец (Ленинградская обл.)			
13	Кукерситовый сланец (Эстония)			
14	Сысольский сланец (Вычегодский бассейн)			
15	Ниобара (Северная Америка)			
16	Эдинбургский сланец (Шотландия)			
17	Грин-Ривер (Северная Америка)			
18	Бакен (Северная Америка)	Преобразованное КОВ	III тип – болото – прибрежно-морские?	MK1 (Д)
19	Уголь (Челябинск, разрез Коркино)			MK2 (Г)
20	Уголь (Приверхоянье, Сангарское мст.)			

	Наименование	Класс	Тип ОВ	Преобразованность
21	Уголь (Сахалин, Солнцевское мст.)	Преобразован- ное КОВ	III тип – болото – прибрежно- морские?	МК1 (Д)
22	Уголь алымской свиты (Западная Сибирь)			МК1 (Д)
23	Уголь васюганской свиты (Западная Сибирь)			МЛ1 (Д)

4.4 СРЕДНИЕ ЗНАЧЕНИЯ ГЕНЕРАЦИОННЫХ ПАРАМЕТРОВ МАТЕРИНСКИХ СВИТ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ РФ

Нефтегазоматеринская свита — ключевой элемент в историко-генетическом подходе при моделировании процессов нафтидогенеза. Образование и сохранение богатых остатками жизнедеятельности живых организмов осадков происходит в специфических условиях водной среды (лагуны, озера, прибрежные, шельф, склон, ложе, болота).

С.Г. Неручевым в глобальном масштабе показана (Неручев, 2007) периодичность накопления материнских пород с сапропелевым органическим веществом высоких концентраций 5–30% (рис. 4.17, табл. 4.5). По мнению С.Г. Неручева, такая высокая концентрация обусловлена высокой биопродуктивностью сине-зеленых водорослей в определенные периоды развития Земли (Неручев, 2007). Современные сине-зеленые водоросли скачком развиваются продуктивность биомассы при повышении концентрации урана в воде. Древние нефтематеринские отложения обогащены ураном. Характерно, что такие нефтематеринские отложения накапливались в отдельные эпохи в разных районах мира на огромных пространствах, обычно они приурочены к границам систем и отделов.

Однако для формирования материнских свит должны быть также условия для их сохранения. В этой связи, стоит отметить, что некоторые из перечисленных периодов совпадают по времени с так называемыми «океаническими аноксическими событиями», также прослеженными по всему миру и сопряженными с сероводородным заражением. Например, сеноман-туронское событие или тоарское событие. Так для классических морских тоарских свит Парижского бассейна, или псебайской свиты Предкавказья, или тогурской свиты Западной Сибири, характерны большие мощности и содержание органического вещества 2–3% с признаками сероводородного заражения в момент седиментации. Такие горизонты, с точки зрения секвенской стратиграфии, приурочены к поверхностям максимального затопления на границах секвенсов 1-го порядка. Средняя периодичность накопления свит — 33.9 млн. лет (Неручев, 2007). Накопление этих свит, безусловно, приурочено

к палеогеографии, тектонической перестройке геоструктурных элементов и, соответственно, к геодинамической истории Земли.

Так или иначе, если геолог-поисковик впервые приходит в регион, ему стоит обратить внимание именно на эти стратиграфические подразделения на предмет поиска и идентификации потенциальных нефтематеринских и газоматеринских свит.

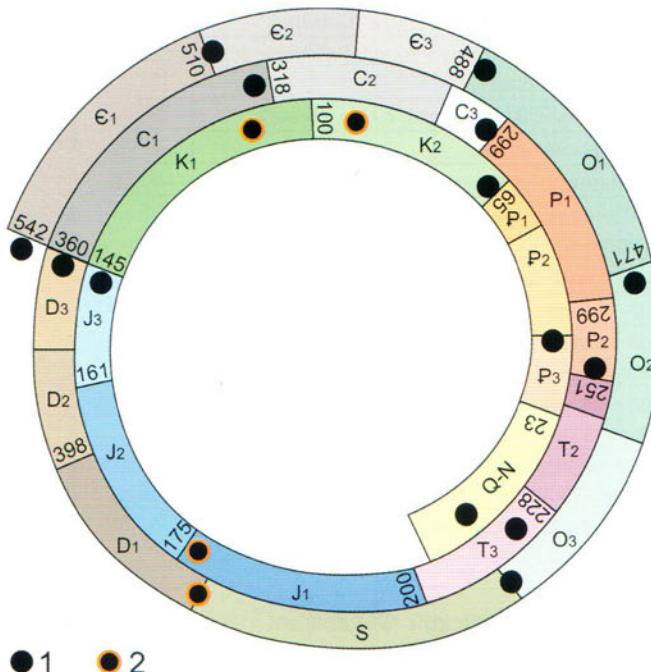


Рисунок 4.17. Орбитальная геохронологическая шкала с периодами накопления богатых органическим веществом осадков (по Неручеву, 2007 с дополнениями). Условные обозначения: 1 - Периоды накопления материнских свит по всему миру; 2 - Океанические аноксические события

Таблица 4.5

Периоды накопления и характерные представители материнских свит в мире

№	Периоды накопления материнских свит по всему миру	Время, млн. лет	Аноксические события (ОАЕ)
1	Граница миоцена-плиоцена (С.Кавказ, Италия, монтерейские сланцы Северной Америки)	5.3	
2	Средний эоцен (сланцы средней Азии, кумская свита С. Кавказа, куонская свита Азербайджана, С. Африка, север Атлантики, сланцы Грин-Ривер в С. Америке, Ю. Америка)	40.4	

3	Граница мела-палеогена, маастрихт (С. Африка, Израиль, С. Америка, Азия)	65.5	
4	Граница сеномана-турона + апт (С. Кавказ)	93.5	Сеноман-турон, апт
5	Граница юры-мела (З. Сибирь, Баренцево море, Англия, Ю. Америка)	145.5	
6	Граница ранней-средней юры, тоар (З. Европа, Парижский бассейн, З. Сибирь)	175.5	Тоар
7	Граница среднего-позднего триаса (Европа, Шпицберген)	228.0	
8	Поздняя пермь (США, Канада, Ю. Америка)	253.0	
9	Граница карбон-пермь	299.0	
10	Граница раннего-среднего карбона (Аляска)	318.1	
11	Поздний девон (доманик Русской платформы, Чатанугские сланцы Америки)	355.0	
12	Граница силура-девона	416.0	
13	Граница ордовика-силура	443.7	Ордовик-силур
14	Граница раннего-среднего ордовика (кукерские сланцы)	471.8	
15	Граница кембрия-ордовика (диктионемовые сланцы)	488.3	
16	Граница раннего-среднего кембрия (куонамская свита)	510.0	
17	Граница венда-кембрия ("кембрийский взрыв")	542.0	

На территории Российской Федерации расположено несколько десятков осадочных бассейнов с различной геодинамической историей, в каждом из которых достоверно установлены (диагностированы) нефтепроизводившие толщи. В представленной таблице собраны данные по всем основным НГМТ России с осредненными параметрами, в первую очередь необходимыми для количественного моделирования генерационного потенциала (Сорг [%], и исходный водородный индекс, H_I [мгУВ/гСорг]).

Для заполнения таблицы 4.6 использовались далеко не все приведенные источники, но упомянуты основные, в которых уделяется внимание материнским свитам с точки зрения моделирования процессов генерации нефти и газа (Астахов, 2011; Баженова, 1995; Белонин и др., 2004; Бочкарев и др., 1992; Вержицкий и др., 2011; Галушкин и др., 2009; Грецкая, 2012; Григоренко и др., 2012; Дистанова, 2007; Жемчугова, 2012; Клименко, Онищенко, 2010; Лавренова и др., 2011; Лопатин и др., 2011; Малышев и др., 2010; Малышева и др., 2011; Навроцкий и др., 1981; Наукенова, 1995; Орешкин, 2002; Остроухов и др., 2011; Резников, 2008; Самойленко, 2011; Сафонов и др., 2011; Ситар и др., 2006; Ульянов, 2011; Унгер, Ершов, 2012).

Таблица 4.6
Нефтегазоматеринские (нефтепроизводившие) свиты
на территории Российской Федерации с основными генерационными параметрами

Бассейн	Геодинамический тип бассейна (современный)	Нефтегазоматеринские отложения	Литология	Возраст	$C_{opt}, \%$, средние значения	Водородный индекс, H_I^0 [мг УВ/г C_{opt}], средние значения	Тип (Тиссо, Вельте, 1981)	Геодинамическая возбужденность (А.Н.Резников, 2008)
Западно-Кубанский, Сев.-Зап. Кавказ, Адлерская депрессия	Предгорный, складчатая область	Нижнемайкопская свита	Глины, аргиллиты	$P_{3\tau}$	1.5	350	II, II-III	3Д
			Мергели, битуминозные сланцы	P_2	4.5	600	I-II	4Д
		Кумская /Навагинская свита	Мергели	$K_{2\tau}$	4	450	II	3-4Д
			Аргиллиты	$J_{3\tau}$	5	550	II-III	3-4Д
			Глины, аргиллиты	$P_{3\tau}$	2	350	II, II-III	2-4Д
	Предгорный	Хадумская свита	Мергели, битуминозные сланцы	P_2	5	650	I-II	2-4Д
			Кумская свита	P_2	5	650	I-II	2-4Д
		Черкесская свита	Аргиллиты	P_2	2	500	II	2-4Д
			Аргиллиты	J_3	1.5	250	III	2-4Д
			Аргиллиты	J_2	2	300	III	2-4Д
		Нижнеюгорские	Аргиллиты	J_1	3	350	II	2-4Д

Бассейн	Геодинамический тип бассейна (современный)	Нефтегазоматеринские отложения	Литология	Возраст	$C_{\text{org}}^{\text{пр}}, \%$, средние значения	Водородный индекс, $\text{H}_\text{I}^0 [\text{mg UB/g } C_{\text{org}}]$, средние значения	Тип (Писсо, Вельте, 1981)	Геодинамическая возбужденность (А.Н. Резников, 2008)
Арзгирский прогиб, Прикумская антиклинальная зона, Восточно-Манычский прогиб	Пост-рифт	Триасовые	Аргиллиты	$T_{1.2}$	1	300	II-III	3Д-4Д
Копанская, Ирклиевская впадина, Северо-Азовский прогиб	Внутри-кратонный	Верхнетриасовые	Аргиллиты	$T_{2.3}$	1.15	300	II-III	4Д
Северный Донбасс	Рифт с последующей коллизией и платформенным развитием	Среднего карбона	Аргиллиты, угли	C_2	2	300	III, до II к воронеж. антиклиз.	5Д
Волго-Уральская окраина ВЕК	Гетерогенное строение с чередованием дивергентных и конвергентных обстановок (в основном, рифтовые)	Доманикоиды/доманикиты (семилукский горизонт, бургеско (мендымско)-турнейский горизонты)	Глинисто-кремнистые известняки (или доломиты), кремне-аргиллиты, кремнистые мергели, силициты	D_3-C_1	5 (1/15)	500	II	2Д

Бассейн	Геодинамический тип бассейна (современный)	Нефтегазоматеринские отложения	Литология	Возраст	$C_{opt} \%$, средние значения	Водородный индекс, $H_0^I [mg UB/g C_{opt}]$, средние значения	Тип (Тиссо, Вельте, 1981)	Геодинамическая возбужденность (А.Н. Резников, 2008)
Прикаспий-ская впадина	Пост-рифт	Верхнебашкирско-нижнемосковские отложения	Аргиллиты	C_2	1	300	II-III	2Д
		Воробьевские и пашинские отложения	Аргиллиты	D_2	1	350	II	2Д
		Пермские	Аргиллиты, углистые аргиллиты	P_2	2	270	II-III	3-5Д
		Верхнебашкирско-нижнемосковские отложения	Аргиллиты	C_2	1	350	II	3-5Д
		Силур-нижнедевонские	Мергели доломиты, глинистые известняки	$S-D_1$	2/3.5	300/550	I/I-II	3-5Д
	Предуральский	Верхнеюрская	Аргиллиты	J_3	5	500	II	
		Нижнетриасовая	Аргиллиты	T_1	3.5	250	II-III	
		Нижнепермская (артинские)	Глины, угли	P_{1ar}	3	350	II-III	
		Доманиковая	Глинисто-кремнистые известняки	D_3	6	700	II	
		Верхнесибирская	Известковые с доломитами	S_2	1.7	600	I, II	

Бассейн	Геодинамический тип бассейна (современный)	Нефтегазоматеринские отложения	Литология	Возраст	$C_{\text{орг}}^{\text{п, %}}$, средние значения	Водородный индекс, $\text{Н}_0^{\text{п}} [\text{мг УВ}/\text{г С}_{\text{орг}}]$, средние значения	Тип (Тиссо, Бельте, 1981)	Геодинамическая возбужденность (А.Н. Резников, 2008)
Балтийская синеклиза	Пост-рифг	Доманикоиды / доманикты силурские Ачимовская свита	Глинистые известняки	S_1	1.2/13	500	I, II, III	3Д
Западная Сибирь, центр	Пост-рифг	Баженовская свита	Аргиллиты, битуминозные сланцы	K_1	4	350	II-III	3Д
		Тюменская свита	Аргиллиты, битуминозные сланцы	J_{3v}	15	700	II-S	3Д
		Баженовская свита	Аргиллиты, битуминозные сланцы	J_2	3	200	III	3Д
Западная Сибирь, север	Пост-рифг	Малышевская свита Вымская свита Радомская свита	Аргиллиты, угли	J_2	2.2	310	III	3Д
		Тогурская свита	Аргиллиты	J_2	3.8	370	II-III	3Д
		Пурская свита	Аргиллиты	J_1	3.4	400	II-III	3Д
		Нижнехетская	Аргиллиты	T_1	3.5	375	II-III	3Д
		Шуратовская	Аргиллиты	K_1	1.5	300	III	4Д
Западная Сибирь, Ямал, Гыдан, Енисей-Хатанский	Пост-рифг	Гольчихинская Яновстанская Шараловская Лайдинская	Аргиллиты	K_1	1.0	250	II-III	3Д
			Аргиллиты	J_3-K_1	1.8	350	II, II-III	3Д
			Аргиллиты	J_3-K_1	1.8	300	II-III	3Д
			Аргиллиты	J_2	1.6	350	II, II-III	3Д
			Аргиллиты	J_1	0.9	300	III	3Д

4.4 Средние значения генерационных параметров
материнских свит осадочных бассейнов РФ

115

Бассейн	Геодинамический тип бассейна (современный)	Нефтегазоматеринские отложения	Литология	Возраст	$C_{опт}^*, \%$, средние значения	Водородный индекс, H_1^0 [мг УВ/г $C_{опт}$], средние значения	Тип (Тиссо, Вельте, 1981)	Геодинамическая возбужденность (А.Н. Резников, 2008)
Предъи- сейский про- гиб	Сложное гетерогенное строение (предгорные прогибы и рифтовые впадины)	Пайдугинская свита, Чурбингинская свита	Черносланцевые толщи	E_{1-2}	1.25	400	II	3-5Д
Сибирская платформа			Известковисто-глинистые и известковисто-кремнистые сланцы, мергели	E_{1-2}	7 (до 20)	600	II	
			Куонамская свита (аналоги Иникианская свита, Шуминская свита, Синская свита)					
			Собинская и катангская свиты	Глинистые доломиты	V_2	0.3	400	II
			Оскобинская и чистяковская свиты	Карбонатные аргиллиты	V_2	0.9	400	II
			Ванаварская свита	Артиллиты	$V_{1,2}$	0.6	400	II
			Маглинская свита (Юдомо-Майский прогиб)	Известняки глинистые, сланцы	Ср. при- рифей	5 (до 15)	420 (до 620)	II
			Арымасская свита	Артиллиты	Ср. при- рифей	1.75	350	II-III

Бассейн	Геодинамический тип бассейна (современный)	Нефтегазоматеринские отложения	Литология	Возраст	$C_{\text{орг}}^{\text{вн}} \%$, средние значения	Водородный индекс, $\text{HI}_0 [\text{мг УВ}/\text{г } C_{\text{орг}}]$, средние значения	Тип (Тиссо, Вельте, 1981)	Геодинамика-ческая воз-бужденность (А.Н. Резников, 2008)
Анабаро-Хатангская седловина	Шунтарская свита	Алгиниты и мергели	рифей	4				2-6Д
Вилойская синеклиза	Пермские отложения	Аргиллиты алевролиты	P	1.0	400	II, II-III		
Пост-рифт Предгорный	Пермские угленосные горизонты	Угли, аргиллиты	P ₃	3.0	250	III		3Д
Предверхоянский прогиб	Полярковская свита	Алевролит, озерные глины	J ₃	2.56	400	I-III		
Зея-Буреинская впадина	Итикутская свита	Алевролит, аргиллиты	K ₁	1.2	250	I-III		
Эпиконтинентальный задуговой пострифтового прогибания	Пильская	Кремнистые аргиллиты	N ₁ ²	1	300	II		
Сахалинский	Даухурейнская	Кремнистые аргиллиты	P ₃	1	300	II		4Д?
	Окобыкайский горизонт	Кремнистые аргиллиты	N _{11-m}	2	300	II		
	Дагинский горизонт	Кремнистые аргиллиты	N _{1b-s}	2	300	II		
	Уйинский горизонт	Оники, кремнистые аргиллиты	N _{1a-b}	2	300	II		

Бассейн	Геодинамический тип бассейна (современный)	Нефтегазоматеринские отложения	Литология	Возраст	$C_{\text{оп}}^{\text{ср}}, \%$, средние значения	Водородный индекс, $\text{HI}_0 [\text{mg УВ}/\text{г } C_{\text{оп}}]$, средние значения	Тип (Тиссо, Вельте, 1981)	Геодинамическая возбужденность (А.Н. Резников, 2008)
Западно-Камчатский	задуговый пострифтового протибания	Пилонгская свита Ковачинская свита Чажминская / Тюшевская Станиславская	Олочки Кремнистые аргиллиты Аргиллиты Аргиллиты	P_2 P_2 P_3 P_3	1.6 1.5 0.8 1.0	500 450 200 220	II-III II-III II-III II-III	4Д? 5Д 5Д 5Д
Восточно-Камчатский	Преддуговой	Ветловская / Богачевская Дроздовская	Кремнистые аргиллиты с примесью вулканогенного материала Аргиллиты с примесью вулканогенного материала	P_2 P_1-K_2	1.4 1.4	300 300	II II-III	5Д 5Д

4.5 ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЙ ФАКТОР ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА

Долгое время в целом недооценивалась доля механической энергии (а она доходит до 50%) в общей сумме выделяющихся в недрах видов энергии, а впоследствии и в балансе движущих факторов катагенеза пород. Это связано с инертным проникновением всего нового в геологию. Не только выделение, но и поглощение большей части вторичной энергии тектонических процессов происходит непосредственно в земной коре, в том числе и в системе «осадочные породы — органическое вещество — флюиды» (Соловьев, 1992).

Органическая геохимия второй половины 20-го века проходила под знаменем термодеструкции керогена как главного двигателя катагенеза. Значительная проработка вопросов формирования региональной зональности катагенеза позволила сформулировать общие и преобладающие на значительной части бассейнов закономерности. Вместе с тем существует большое количество фактических данных по нарастанию стадии катагенеза (по различным показателям, в т. ч. по отражательной способности витринита, по изучению структуры органического вещества и состава битумоидов) в направлении дислоцированных зон. Вследствие этого, а также в результате ряда экспериментов по сейсмоволновому и сжимающему воздействию на органическое вещество (по показателям пиролиза и изучения самих преобразованных керогенов), можно утверждать, что в дислоцированных зонах, кроме температурного фактора преобразования органического вещества, есть и другие недостающие элементы. С другой стороны, процесс деструкции керогена не мог происходить только за счет термической конверсии, главное подтверждение чему — несоответствие температур пиролиза в лаборатории и геологических данных по условиям преобразования углей. С. Г. Неручевым на примере множества бассейнов мира было четко показано, что преобразование ОВ происходит в координатах энергетики системы, и время имеет второстепенную роль (Неручев и др., 2006). Это обстоятельство находит свое отражение и в формализованном уравнении Аррениуса (см. параграф 3.1, формулы 3.1.1, 3.1.2): длительность всех природных процессов с энергией активации 20 ккал/моль и менее в геологическом масштабе ничтожна (Бочкирев, Бочкирев, 2006), а с $E_a=60$ ккал/моль становится настолько велика, что при температуре 120 °C за 1 млрд. лет степень превращения не превысит и десятой доли процента (при $A = 10^{14}$ сек⁻¹). Уровень 5% преобразованности для реакции с $E_a=60$ ккал/моль достижим только при температуре 140 °C (при $A = 10^{14}$ сек⁻¹).

Попытки приблизить эксперименты по деструкции керогена к природным условиям с одновременным наложением полей различной природы, в первую очередь, упругих деформаций и тонкого помола (Пецюха, 1985; Селиванов, 1991; Черский и др., 1985; Царев, 1988; Молчанов, Гонцов, 1992; Хренкова, 1993), а также применение оригинальной геосинергетической методики (Резников, 2008) и обобщений (Бочкирев, Бочкирев, 2006; Соловьев, 1992;

Сороко, Корнет, 1985; Амурский и др., 1985; Еременко, 1983; Сианисян, 1993) привели к созданию теоретической базы динамокатагенеза.

Геологические наблюдения и эксперименты, а также объяснения механизмов воздействия, которые привели к регистрации открытия сейсмотектонического фактора преобразования ОВ (Трофимук и др., 1982), представляют довольно разрозненный массив данных. Зачастую, остаются вопросы о направленности действия механоактивированного преобразования органического вещества при диагенезе и катагенезе, об энергетике процессов, а также о проявлении механизмов, изученных в экспериментах и в природе. Простым примером служит, с одной стороны, частое увеличение выхода углеводородов (S_2) при пиролизе после лабораторной механоактивации (Волоскова и др., 2009) и снижение максимальной температуры выхода (T_{max}). Но, с другой стороны, при пиролизе раздробленных углей, отобранных в тектонически дислоцированных доменах, выход УВ из них (S_2) ниже (Cao et al., 2007), чем взятых из недислоцированных доменов того же пласта. Эти данные требуют совместного анализа.

Природные наблюдения

Отражательная способность витринита. При изучении отражательной способности витринита давно замечены закономерности его изменения в зависимости от тектонической обстановки (Cook et al., 1972; Hower and Davis, 1981; Черский и др., 1985; Bustin et al., 1986; Kilby, 1988; Григорьев и др., 1988; Levine and Davis, 1989; Langenberg and Kalkreuth, 1991, Littke et al., 2012; и др.). Большое количество публикаций американских углепетрографов посвящено явлению увеличения анизотропии и общего среднего значения при замерах отражательной способности витринита углей в Аппалачах, Кордильерах при приближении к разломам и тектонически сжатым доменам. Хороший пример приведен по провинции Альберта в Канаде (Langenberg and Kalkreuth, 1991). Отражательная способность угольного пласта Джузэл локально повышается в антиклинали Лускар по сравнению со значениями, замеренными в синклинали Кадомин (рис. 4.18).

По данным (Григорьев и др., 1988), анализ изменения физико-механических свойств угля по направлению к разрывному нарушению показал последовательное увеличение отражательной способности, особенно в зоне контакта со сместителем (где развита значительная трещиноватость угля).

В исследовании изменения параметров отражательной способности витринита в Рейнском массиве Германии (Littke et al., 2012) было установлено увеличение анизотропии и средних значений Ro в кливажированных доменах при сравнении с неподверженными тектоническим процессам доменами. Примечательно, что повышенные значения ОСВ (при повороте столика микроскопа) характерны именно для направлений тектонического стресса в горном массиве (рис. 4.19). Поэтому это явление названо «двуосной» отражающей способностью в условиях направленного тектонического стресса

(максимальные значения соответствуют максимальному вектору напряжений σ_1 , минимальные σ_3).

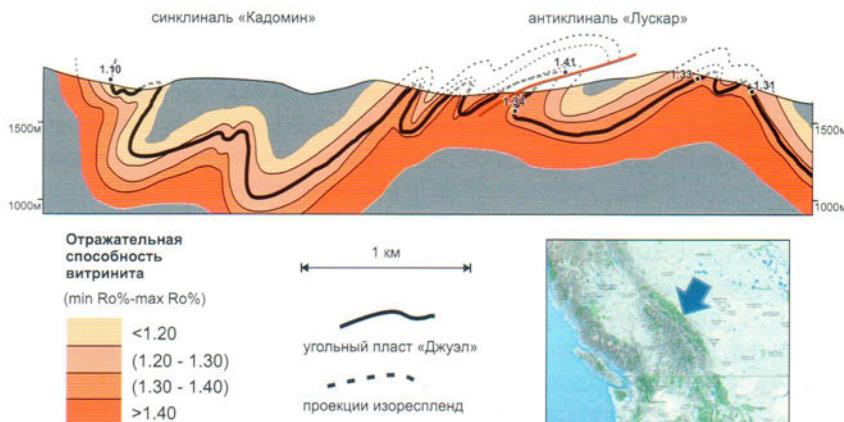


Рисунок 4.18. Поперечный разрез района антиклинали Лускар (район Кадомин, Альберта, Канада), иллюстрирующий зависимость отражательной способности витринита от тектонического строения (Langenberg and Kalkreuth, 1991)

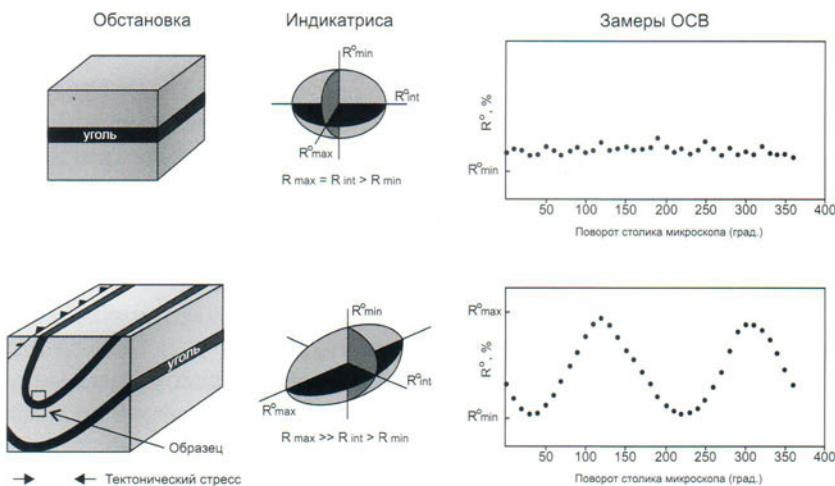


Рисунок 4.19. Отражательная способность витринита в различных тектонических условиях.

Сверху слева: Литостатическое давление является главным напряжением, что отражается в отсутствии анизотропии (сверху справа) при повороте столика микроскопа.

Снизу слева: Значительный тектонический стресс вызывает "двуходовую" ОСВ при повороте столика микроскопа, причем направление максимальных значений перпендикулярно вектору тектонического стресса (Langenberg and Kalkreuth, 1991, Levine and Davis, 1989, Littke et al., 2012 с дополнениями).

В углепроявлениях тюменской свиты Шаймского района выявлена значительная нелинейность процесса углефикации, что выражено в зигзагообразной форме зависимости показателя отражательной способности витринита от глубины по 5-ти наиболее изученным скважинам (Алексеев и др., 2006, 2007). По внешней графической форме такого проявления авторы называют его Z-метаморфизмом, не объяснимого исходя из "канонов" угольной геологии, и прежде всего, правила Хильта (рис. 4.20). Обычно такое поведение кривой изменения отражательной способности витринита по глубине объяснялось только с позиций тектонического сдвоения разреза. Поэтому в среднеурских отложений Западной Сибири, в условиях отсутствия надвиговых и взбросовых дислокаций, авторы пришли к выводу об аномалийности выявленных закономерностей. Восстановив пять этапов метаморфизма углей тюменской свиты, авторы приходят к выводу, что на последнем неотектоническом этапе импульсы литостатического напряжения "разряжались" на послойных границах отложений тюменской свиты, что приводило к изменению степени метаморфизма углей на этих границах (Алексеев и др., 2006, 2007).

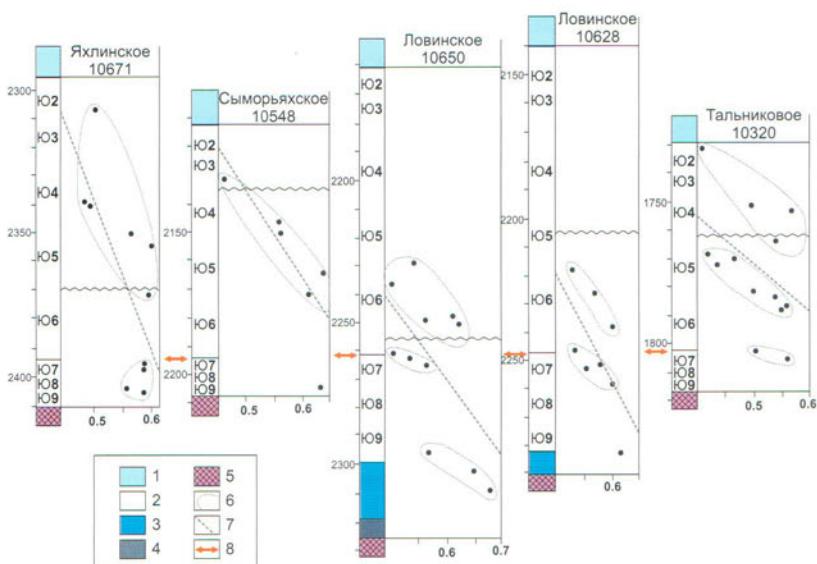


Рисунок 4.20. Величины отражательной способности витринита в тюменской свите Шаймского района, Западная Сибирь (Алексеев и др., 2007)

Условные обозначения к рисунку 4.20:

- 1 – отложения абалакской свиты; 2 – отложения тюменской свиты;
- 3 – отложения радомской свиты; 4 – отложения шеркалинской свиты;
- 5 – отложения фундамента;
- 6 – эллипсоиды рассеяния отражательной способности витринита;
- 7 – линия регрессии для зависимости глубины от ОСВ;
- 8 – горизонт выравнивания, граница Ю6 и Ю7.

Некоторые другие примеры локального повышения отражательной способности витринита будут рассмотрены в следующем параграфе в свете калибровки рассчитанной программой катагенетической зональности на реально зафиксированную в природе по данным замеров.

Исследования природно-деформированных углей. Увеличение преобразованности углей возле разломов было зафиксировано по данным дифференциально-термического анализа (Мишин и Красавина, 1970). Были изучены структурные изменения углей в деформированном и недеформированном состоянии с одного пласта на примере угольных месторождений Китая (Cao et al., 2007).

На рисунке 4.21 представлены результаты пиролитических исследований методом Rock-Eval углей, взятых в пяти пластах различных месторождений. При этом во всех видах (кроме одного) деформированного угля наблюдались пониженные значения выхода углеводородов (пик S2) по сравнению с недеформированными углями. Также для деформированных углей характерны более слабый пик поглощения для алифатических структур и более интенсивный пик ароматических структур на инфракрасных спектрах. Коэффициенты нечетности битумоидов деформированных углей были ниже по сравнению с нормальными недеформированными углями из того же пласта угля, что дает основание предполагать большую зрелость углеводородных экстрактов угля. Наконец, рентгеноструктурный анализ показал, что Lc (высота или мощность ароматического пакета) деформированного угля больше, чем у недеформированного угля из одного пласта. А значения d002 (межслоевое расстояние в ароматическом пакете) деформированного угля, как правило, меньше, чем у недеформированного угля из одного пласта. В результате исследования были обоснованы два процесса происходящих при механическом воздействии на уголь: механическая деструкция и механическая поликонденсация. Повышение упорядоченности ароматических слоев в пакетах (фиксированное в уменьшении межслоевых расстояний) и увеличение мощности пакетов авторы статьи назвали «макромолекулярной направленной гиперплазией», которая ассоциирована с повышением отражательной способности витринита при воздействии направленного тектонического стресса.

Описание экспериментальных воздействий механических полей на кероген и уголь

Таким образом, высокотемпературные реакции крекинга керогена могут быть реализованы при низких температурах с одной стороны, что и было продемонстрировано экспериментами (Молчанов, Гонцов, 1992; Черский и др., 1985; Пецюха, 1985). А с другой стороны наложение механической энергии в ходе высокотемпературных реакций приводит к более быстрой реализации этих реакций. Этот эффект также находит свои следы в природных наблюдениях и обоснован в экспериментах (Cao et al., 2007; Черский и др., 1985).

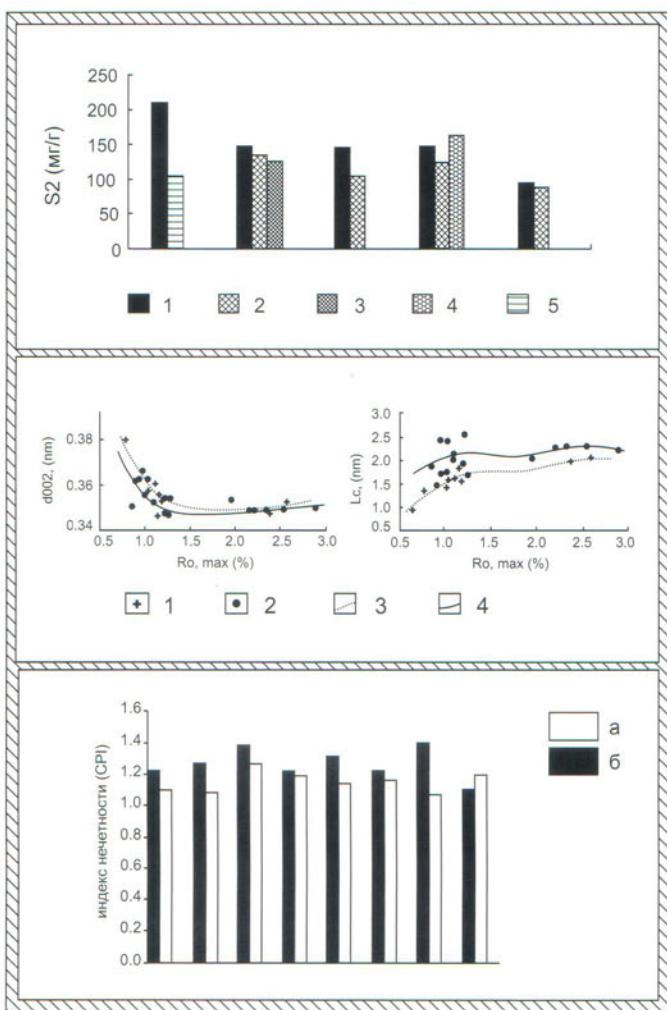


Рисунок 4.21. Результаты геохимических исследований тектонически деформированных и недеформированных углей одного пласта (на примере бассейнов КНР, Cao et al., 2007).

Сверху: Данные пиролитических исследований углей различной природы деформации, группированные для одного пласта. 1 – Недеформированный уголь; 2 – Ката-
клистический уголь; 3 – Порфирокластический уголь; 4 – Зернистый; 5 – Чешуйчатый.

Посередине: Соотношение параметров рентгеноструктурного анализа и степени углефикации. 1 – Недеформированный уголь; 2 – деформированный уголь; 3 – тренд эволюции недеформированного угля; 4 – тренд эволюции деформированного угля.

Снизу: Сравнение индексов нечетности из битумоидов деформированных (а) и не-деформированных (б) углей месторождения Пингдингшан (ОСВ от 0.97% до 1.28%) (Cao et al., 2000).

Таблица 4.7

История изучения эффектов механоактивации органического вещества					
№	Город, учреждение	годы	Авторы	Воздействие	Условия
1	Новосибирск, СО РАН	1970-1985	Молчанов В.И., Гонцов А.А. и др.	Диспергирование в планетарных мельницах	Механоактивация тонким помолом, выдержка в термостатах до 70°С
					внутриразломные зоны (локально)
2	Якутск, ЯФ СО РАН	1975-1985	Черский Н.В., Царев В.П. и др.	Магнитострикционный излучатель	Частота 1-30Гц, температура от 20 до 70°С
					Пояса сейсмической активности (региональный масштаб)
3	Москва, ИГиРГИ	1980-1991	Пещоха Ю.А., Селиванов О.В. и др.	Трехосное скатие до 250 МПа (осевая нагрузка)	Осевая нагрузка: 120 МПа, боковой обжим: 35 МПа, температура 20°С
					Приразломные зоны (зональный масштаб)
					Средний: увеличение выхода УВ в протокатагенезе

Экспериментальное воздействие методов механохимии на преобразование керогена происходило в несколько этапов (табл. 4.7), причем каждый из этапов характеризовался применением различных подходов в наложении силового поля (механоактивация).

Первое поколение опытов проводилось с 70-х годов в Сибирском отделении РАН в Новосибирске под руководством В. И. Молчанова, А. А. Гонцова и др. Механизм преобразования органического вещества — измельчение образцов горных пород в планетарных вибромельницах. Это вызывало глубокие изменения структуры керогена и угля, увеличения на 2–3 и более стадии преобразованности.

Механоактивация тонким помолом широко используется в механохимии полимеров (Барамбайм, 1971). Однако возможность применения полученных результатов к природным объектам дезавуировалась из-за чересчур жестких условий эксперимента (Черский и др., 1985). Авторы парировали критику, обосновав применение мелющей техники для моделирования нефтегазообразования со стадии тонко диспергированных илов в диагенезе.

Действительно, для моделирования нефтегазообразования практически с самого начала фосилизации породы с органическим веществом опыты Молчанова В.И. и Гонцова А.А. имели полное право претендовать на моделирование природных условий, так как природный ил — это и есть диспергированная горная порода с тонко отмученным органическим материалом. Также природные диспергиты развиты в разломных зонах. Их выводы (Молчанов, Гонцов, 1992) поистине неоценимы для органической геохимии (см. параграф 4.1). Однако для областей осадочного чехла, где динамокатагенез проявляется как дополнительный фактор, условия экспериментов (Молчанов, Гонцов, 1992) не подходят для околовразломных зон, где не развиваются диспергиты. Поэтому следующим этапом стало использование упругих деформаций и вибродиспергирования с помощью магнитострикционного излучателя в Якутском филиале Сибирского отделения РАН в г. Якутске под руководством Н. В. Черского, Т. И. Сороко, О. Л. Кузнецова, В. П. Царева и др. Полученные результаты (Черский и др., 1985) дали основание для регистрации в 1982 году как научного открытия сейсмотектонического фактора преобразования органического вещества (Трофимук и др., 1982). Последней вехой экспансии механохимии в геологию и геохимию органического вещества стали эксперименты, проводимые в ИГиРГИ под руководством Ю. А. Пецюхи, которые закончились в 1991 году в связи с известными событиями.

При **вибропомоле** (интенсивном механическом воздействии) (Гонцов и др., 1974; Молчанов и др., 1975; Молчанов, Гонцов, 1992) в макромолекуле угля происходят разрывы валентных связей различных типов (C-O-C, C-O, C-C, C-H), в том числе в ароматическом ядре. В углях снижается содержание кислорода, входящего во внутреннюю структуру макромолекулы, снижается содержание алифатических CH₂ групп и длина алифатических цепочек, снижается количество конденсированных ароматических структур. Процесс идет по пути окислительной механодеструкции с выделением газа (Черский и др., 1985). Позже особенности протекания механической активации углей различных ма-

рок детально изучались в исследованиях Хренковой Т.М. Так, например, активация бурого угля диспергированием в вибромельнице в течение 5 минут приводила (по данным дериватографии) к снижению максимума основного разложения до 425 °C, что на 20 градусов меньше, чем максимум исходного образца (Хренкова, 1993). Активация в течение 10 минут также приводила к снижению максимума разложения угля в область более низких температур, но на меньшую величину (15 °C). Дальнейшее увеличение продолжительности измельчения до 20–30 минут приводит к повышению максимума основного разложения угля. Это говорит о стадийности процесса механоактивации и механодеструкции, что будет обсуждаться далее.

Органическое вещество поглощает механическую энергию не только при тонком измельчении, но и при воздействии на него **упругих деформаций**, близких к природным сейсмоволнам. Такой подход приближает эксперименты к обоснованию фактора наложенного динамокатагенеза. В реакторах с магнитострикционным возбудителем при температурах 20–70 °C происходило новообразование углеводородов и карбонизация ОВ (Черский и др., 1985; Царев, 1988). Глубина преобразования составила 1–2 стадии катагенеза. В опытах помимо косвенных свидетельств преобразования органического вещества (выявленные отрыв периферийных функциональных групп, потеря кислорода, входящего в структуру ОВ в виде мостиковых связей, отщепление алифатических цепочек) приводятся данные по увеличению парамагнитных центров. При этом процесс отличается от механодеструкции при вибропомоле, отличаются продукты рекомбинации отщепленных радикалов. Это связано с различной скоростью стадий механокрекинга (образование радикалов и последующей рекомбинации их с образованием продуктов реакции), то есть кинетического спектра процесса.

Позже изучалось влияние **тектонического стресса** на ископаемое ОВ (Печюха, 1985; Селиванов, 1991). Эксперименты выполнялись в аппарате трехосного сжатия с достижением осевого давления до 250 МПа и бокового обжима маслом 36 МПа. При этом использовался непреобразованный образец озерной органики, перемешанный с терригенным материалом. Эти эксперименты показали, что наложение динамического давления, эмитирующего небольшой тектонический стресс, способно снизить энергию активации реагирующих структур органического вещества. Авторы приводят спектры до и после деформации, где основной пик (наибольший выход УВ при определенной энергии активации) смещается в сторону уменьшения энергии с 55 до 49 ккал/моль (рис. 4.22). Также увеличилось содержание свободных углеводородов, а соотношение стеранов позволяет говорить о большей зрелости битумоида. (рис. 4.23). Причем наибольшие изменения в структуре протокерогена и продуктах крекинга наблюдались при наибольшей разнице между осевой нагрузкой и боковым обжимом. Коэффициент $P_{\text{осевая}}/P_{\text{боковая}}$ доходил до 4 и более.

Последней вехой в экспериментальном моделировании воздействия тектонического стресса на макромолекулу органического вещества стали собственные исследования автора, проводимые совместно с лабораторией геомеханики Института проблем механики им. А.Ю. Ишлинского РАН

(г. Москва). В лаборатории собран уникальный экспериментальный стенд, не имеющий аналогов в мире – испытательная система трехосного независимого нагружения (рис. 4.24, посередине). ИСТНН позволяет воссоздавать на образцах породы любые напряженные состояния по каждой из трех осей.

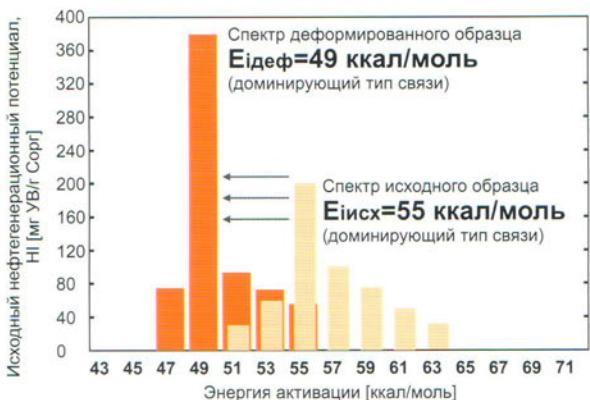


Рисунок 4.22. Снижение энергии активации разрыва связей протокерогена под воздействием трехосного сжатия (Селиванов, 1991)

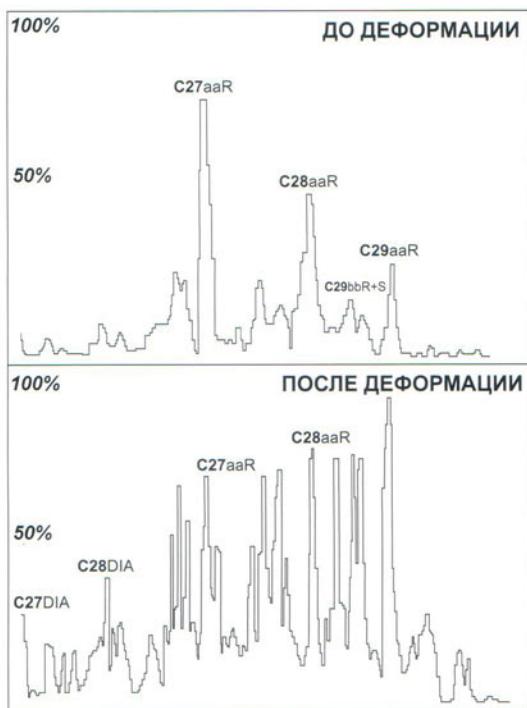


Рисунок 4.23. Распределение стеранов до трехосного сжатия современного пелоида оз. Караби, Сибирь и после сжатия (Petzoukha et al., 1990)

В качестве объекта исследования была выбрана кумская нефтегазоматеринская свита Предкавказья. Исходный образец был отобран в береговом обнажении неподалеку от пересечения реки Белая с автотрассой Майкоп — Гузерипль (р. Адыгей). Исходный образец представляет собой мергель шоколадно-серого цвета с содержанием органического углерода 1.99%, генерационный потенциал керогена морского типа (водородный индекс 339 мг УВ/г Сорг) составляет 6.84 мг УВ/г породы по данным пиролиза Rock-Eval. Степень созревания по данным пиролиза низкая, соответствует стадии ПК2–3 ($T_{max} = 422^{\circ}\text{C}$). Замеренная отражательная способность неуверенно идентифицируемого в образце витринита составила $Ro = 0.39\%$.

С целью выяснения степени воздействия физической модели тектонического стресса на исследуемый непреобразованный образец материнской кумской свиты, из монолитного исходного образца были подготовлены два кубика с гранью 40 см, которые далее нагружались на стенде ИСТНН по двум различным программам.

Первый образец № 1-н был нагружен по двум осям с напряжением 30 и 40 МПа, далее подвергался ступенчатой нагрузке по третьей главной оси до 60 МПа. Шаг нагружения составлял 5 МПа, время релаксации деформации по оси в результате нагружения — в среднем 3 минуты. Значение деформации возрастало на каждом шаге. Испытание заняло по времени 30 минут, в итоге образец не был разрушен (рис. 4.24 слева).

Второй образец № 1-р был нагружен по двум осям 30 и 60 МПа, далее подвергался ступенчатой нагрузке по третьей главной оси до 100 МПа. Шаг нагружения составлял в среднем 10 МПа. Деформации возрастала сразу после приложения, далее постепенно снижаясь, время такой релаксации деформации по оси нагружения составляла от 6 минут до 30 секунд. При этом значение деформации возрастало на каждом шаге. Испытание заняло 55 минут, в итоге образец частично был разрушен (рис. 4.24, справа).



Рисунок 4.24. Образцы после нагружения в ИСТНН
(испытательная система трехосного независимого нагружения)

Слева: Нагруженный неразрушенный образец;

Справа: нагруженный разрушенный образец;

Посередине: вид установки с образцом.

Выбранные программы нагружения моделируют воздействие тектонического стресса на глубинах около 2–3 км с величиной литостатического давления от 40 до 60 МПа. При этом максимальное напряжение сжатия составляло 60 и 100 МПа. Такие условия характерны например для погружения и деформации кумской свиты в зоне сочленения Северо-Западного Кавказа и Западно-Кубанского прогиба в районе Левкинской, Украинской, Медовской и др. площадей.

Данные пиролитических исследований (табл. 4.8) ненагруженного исходного образца (№ 1-и), нагруженного неразрушенного (№ 1-н) и нагруженного разрушенного (№ 1-р) позволяют уверенно говорить об изменении основных генерационных параметров после трехосного сжатия образцов. Исследования выполнялись на приборе Rock-Eval 6 по стандартной методике. В образцах по обеим программам нагружения наблюдается трехкратное увеличение выхода углеводородов в результате деструкции керогена породы (пик S2 от 300 до 650 °C) по сравнению с исходным образцом. Причем, выход углеводородов в пике S1 (от 0 до 300 °C), характеризующий содержание свободных и сорбированных углеводородов в образце, значительно увеличился в неразрушенном образце и снизился в разрушенном. Также несколько снизилась температура максимального выхода углеводородов Tmax: с 422 до 416 и 417 °C.

С нашей точки зрения, в данном эксперименте нам впервые удалось наблюдать две стадии механического воздействия на образец:

- механоактивацию в нагруженном неразрушенном образце (№ 1-н) и
- начало механодеструкции в нагруженном разрушенном образце (№ 1-р).

Этот вывод подтверждается увеличением выхода УВ в пике S2 и водородного индекса втрое по сравнению с исходным образцом, что явилось следствием ослабления определенных молекулярных связей в результате растяжения и кручения валентных углов под действием касательных напряжений, созданных на стенде ИСТНН. Также выход углеводородов в обоих нагруженных образцах начался раньше по сравнению с исходным, что наблюдается при наложении пирограмм друг на друга (рис. 4.25).

Другими словами, для начала процесса нефтегазообразования к нагруженным предварительно образцам необходимо приложить меньше тепловой энергии. Это говорит о механохимическом эффекте на определенную группу молекулярных связей (которые термически деструктируются при температурах 300–370 °C). В разрушенном образце (№ 1-р) возможно проявилась стадия механодеструкции с небольшим уменьшением выхода УВ S2 и водородного индекса относительно неразрушенного образца (№ 1-н). Также важным выводом является значительное увеличение свободных углеводородов в пике S1 в образце № 1-н. Это вынуждает, вслед за экспериментами Печюхи Ю.А. (1985), отметить возможность генерации углеводородов за счет трехосного сжатия при низких температурах (20–30 °C).

Также следует отметить, что, скорее всего, старт генерации УВ в пике S2 произошел еще ранее, чем 300 °C. Это заметно, исходя из динамики вы-

деления по термограмме неразрушенного образца: быстрый рост выделения УВ, после начала повышения температуры в реакторе (с 300 °C в начале второй фазы пиролиза); высокие значения выхода УВ в конце первой фазы пиролиза (выдержки 10 минут при 300 °C). В будущем необходимо использовать не стандартную методику Rock-Eval, а начинать программируемый нагрев с комнатной температуры до 600 °C.

Таблица 4.8

Замеры параметров Rock-Eval

в лаборатории геологии и геохимии нефти и газа ФГУП ВНИИгеосистем

№ об-разца	Описание	S1 (мг УВ/г породы)	S2 (мг УВ/г породы)	Tmax (гр. С)	HI (мг УВ/г Corp)
1-и	Исходный образец	0.09	6.75	422	339
1-н	Нагруженный неразрушенный образец	6.5	20.62	416	508
1-р	Нагруженный разрушенный образец	0.78	18.96	417	482

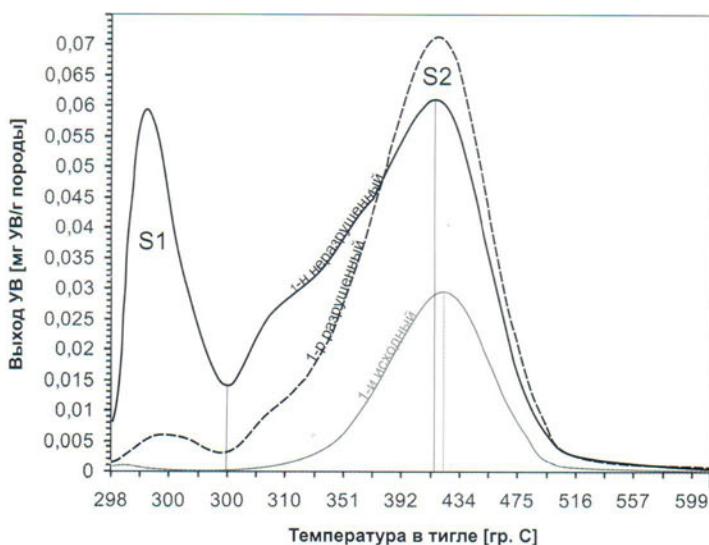


Рисунок 4.25. Пирограммы образцов кумской свиты

Условные обозначения к рис. 4.25:

Тонкая кривая – пирограмма исходного образца №1-и;

Жирная пунктирная кривая – пирограмма нагруженного неразрушенного образца №1-н;

Жирная кривая – пирограмма нагруженного разрушенного образца №1-р.

Ранговость разломов и эффект различных видов механических полей.

Отметим, что все эти три вида механоактивации органического вещества имеют место в недрах при процессах надвиго- и взбросообразования (рис. 4.26). В зоне разлома наблюдается мелкое измельчение породы, поэтому результаты полученные Молчановым и др. (Молчанов, Гонцов, 1992), необходимо учитывать для самой зоны разлома. В приразломной зоне породы испытывают колоссальный тектонический стресс до 200–500 и более МПа, здесь развиваются пластические деформации и процессы хрупкого разрушения (образования трещиноватости), воздействие которых изучено и подтверждено на установках трехосного сжатия Пецюхой Ю. А. и Селивановым О. В. (Пецюха, 1985; Селиванов, 1991), а также исследованиями, результаты которых представлены выше.

Процесс образования разлома происходит частыми скачками: сначала накапливается потенциальная энергия динамического напряжения пластин, разгрузка напряжения происходит катастрофично с землетрясением и развитием упругих деформаций. Такие процессы моделировались (Черский и др., 1985) при помощи магнитострикционного излучателя. Причем зона распространения механохимического эффекта от разлома также подчиняется ранговости разлома и близости его к более крупным разрывам (рис. 4.26).

Зона развития упругих деформаций под воздействием сейсмических волн может распространяться на значительные расстояния от орогена — на сотни километров. Зона развития пластических деформаций и хрупкого разрушения распространяется от крупного разлома (амплитудой от 100–200 м) на расстояние до десятков километров. По Северному Сахалину известно, что разломы амплитудой больше 200 м вызывают повышение ОСВ вне зависимости от кинематики разлома (Галкина, 1997). Область развития внутриразломных диспергитов ограничена этой зоной.

Механохимический процесс активации керогена

Существующие сегодня экспериментальные данные позволяют сделать вывод об интенсификации процессов потери гидроксильных и карбоксильных групп при преобразовании газовых углей в жирные. Также зафиксированы структурные изменения в керогенах РОВ: «Уменьшение содержания С–О групп, снижение интенсивности валентных алифатических СН-связей с одновременным возрастанием интенсивности полос, обусловленных наличием ароматических соединений разной степени замещения и конденсированной ароматики» (Черский и др., 1985, стр. 114).

Селиванов, при описании воздействия всестороннего сжатия на современный пелоид оз. Караби, отмечает, что в ходе деформации переменное поле объемных напряжений воздействует на кероген, в котором происходят сложные структурные изменения. Они сводятся к снижению энергии активации доминирующего типа связи (Селиванов, 1991). Причем предпочтение отдается разрушению слабых мостиковых связей (до 10 ккал/моль) в прото-

керогене, которые и поставляют подавляющее количество УВ-молекул в свободные липиды, образованные в результате деформаций (Селиванов, 1991).

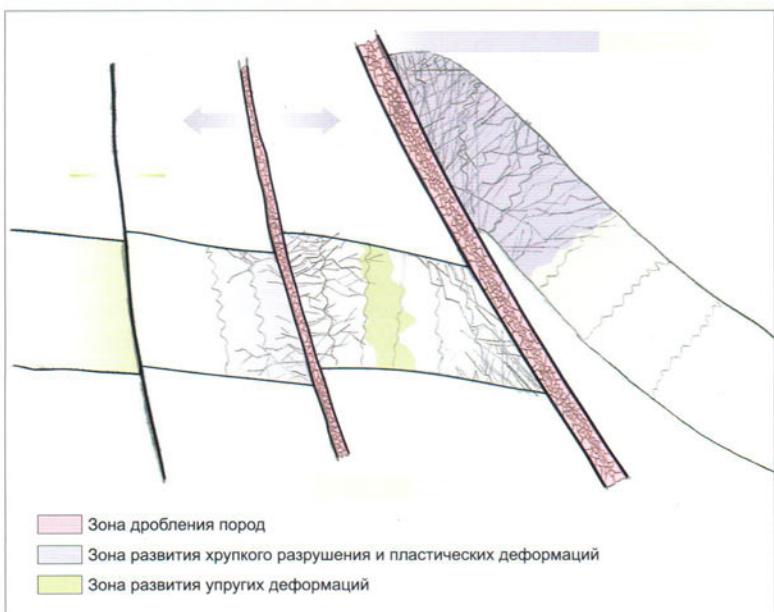


Рисунок 4.26. Зоны развития различных экспериментальных механических воздействий на органическое вещество на примере природных объектов

Протекание реакций под воздействием механической энергии изучается в отдельном разделе химии — механохимии. Н. К. Барамбайм заложил основы (Барамбайм, 1971), а его последователи во всем мире продолжили развитие механохимии полимеров. Впоследствии работы Н. В. Черского, В. И. Молчанова, А. А. Гонцова и др. пролили свет на механизмы механоактивации органического вещества, которое проявляет необычные свойства под влиянием аккумулированной энергии: рост теплоты смачивания, увеличение растворимости, сорбционной способности, снижение температуры плавления и спекания, теплоты термической диссоциации, изменение кинетического фактора химических реакций и др. (Молчанов, Гонцов, 1992).

В современном понимании (Барамбайм, 1971; Casale et al., 1971; Weder, 2009; Caruso et al., 2009; Larsen and Boydston, 2013) механохимический эффект приводит к разрыву некоторых химических связей через образование активированных связей и химически активных обломков больших молекул — свободных радикалов. Причина этому — механический стресс (Барамбайм, 1971).

Остановимся последовательно на некоторых логических пунктах, раскрывающих механизмы подобных реакций без применения значительных температур.

Продукты реакции. Для наглядного объяснения механизмов механоактивации органических полимеров (чем и является кероген) приведем пример отличия изотопного состава продуктов пиролиза в сравнении с нефтями. Так ароматические соединения в опытах изотопно легче, чем в природе, а н-алканы более тяжелые. Это говорит о том, что низкотемпературный природный процесс задействует иные связи молекул, нежели температурный крекинг. Колебательные частоты разные у разных изотопных молекул из-за разной массы (Галимов, 1973). В квантовой механике спины решают энергетическое состояние системы, а потом уже происходит изменение температуры. Температура пропорциональна количеству теплоты через энтропию. Для систем с различной энтропией подведенное количество тепла по-разному будет повышать температуру. А степень неупорядоченности системы (энтропия) возрастает за счет испытания органическим веществом механического стресса.

Действительно, как замечает Барамбайм, механокрекинг отличается от термокрекинга тем, что он не специфичен (Барамбайм, 1971). Если воздействие температуры на полимер определяется спецификой полимера (типов связей), то механокрекинг менее избирателен. Продукты его реакций представляют собой части исходных цепей с высоким молекулярным весом, тогда как продукты термокрекинга имеют низкий молекулярный вес благодаря деполимеризации и деструкции (Барамбайм, 1971). К выводу о том, что механокрекинг изменяет механизм реакции, пришло большинство исследователей в этой области (Caruso et al., 2009).

Ослабление связей. При наложении механических полей горная порода испытывает пластические и упругие деформации, при которых происходит деформирование зерен, смещение их относительно друг друга. Результат — разрыв или ослабление химических связей, что приводит к образованию свободных радикалов, а также эмиссии быстрых и, по большей части, медленных электронов. Таким образом, механоактивация породы сопровождается генерацией свободных электронов или радикалов, которые являются донорами электронов (Царев, 1988).

Эмиссия электронов фиксируется напрямую увеличением парамагнитных центров после механоактивации образцов углей и керогенов (Черский и др., 1985). Опыты показывают, что эффективность механоактивации увеличивается в водной среде. Эмитированный электрон в водной среде взаимодействуют с молекулой H_2O и образует гидратированный электрон, свободная энергия которого равна 63,9 ккал/моль.

Кислород. Эмитированные (потерянные) матрицей породы электроны компенсируются передачей их из кислородсодержащих соединений, сопровождающейся образованием свободного кислорода или других окислителей (Царев В.П., 1988). Этот процесс может объяснять разницу между природным и лабораторным крекингом керогена в части замедленной потери кислорода при экспериментальном термическом воздействии.

Снижение энергии активации. На примере многих реакций установлено, что участие свободных радикалов, свободных и гидратированных электро-

нов снижает энергию активации на десятки килокалорий на моль по сравнению со случаями, когда реакции проходят без их участия (Царев, 1988). Энергия отрыва группы CH_3 от бензольного кольца, находящегося в матрице составляет 87 ккал/моль, энергия отрыва этой же группы от бензольного кольца, находящегося в виде радикала составляет всего 21 ккал/моль (Магарил, 1970).

Свободные радикалы. Разрыву связей и образованию свободных радикалов подвержены в первую очередь приповерхностные атомные или молекулярные слои, так как силы, действующие на атомы, не уравновешены, и их равнодействующая не равна нулю, как в случае внутриобъемных молекул (Продан и др., 1975; Черский и др., 1985; Царев, 1988). В макроструктуре ОВ увеличиваются дефекты и создаются новые поверхности, на которых происходит образование свободных радикалов (или переход молекул, функциональных групп в состояние свободных радикалов).

Агентами реакций являются свободные радикалы и активированные связи. За счет деформации равновесных валентных углов (изгиб, растяжение, вращение) происходит увеличение межатомных расстояний (рис. 4.27), активируются связи, уменьшается их устойчивость к внешнему воздействию. Таким образом, механическая энергия преобразуется в химическую, уменьшая энергетический барьер разрыва связи (Барамбайм, 1971; Черский и др., 1985; Молчанов, Гонцов, 1992; Caruso et al., 2009; Larsen and Boydston, 2013).

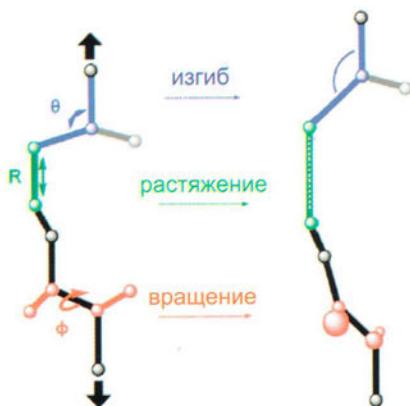


Рисунок 4.27. Примеры механоактивации части цепи полипропилена: изгиб валентного угла ($\Delta\theta$, синим), растяжение связи (ΔR , зеленым) и вращение валентного угла ($\Delta\phi$, красным) (Caruso et al., 2009)

Чем слабее связь, тем ниже частоты поглощения в области ИК-спектров. В работе (Барамбайм, 1978) приводятся данные о зависимости величины разницы частот поглощения напряженных и ненапряженных связей и величины приложенного напряжения (рис. 4.28):

$$\Delta\nu = \nu_0 - \nu_\sigma = \alpha\sigma,$$

где:

ν_0 – максимальная частота поглощения ИК-спектра напряженной связи, М^{-1} ;

ν_σ – максимальная частота поглощения ИК-спектра ненапряженной связи, М^{-1} ;

σ – приложенное напряжение, МПа;

α – эмпирический коэффициент.

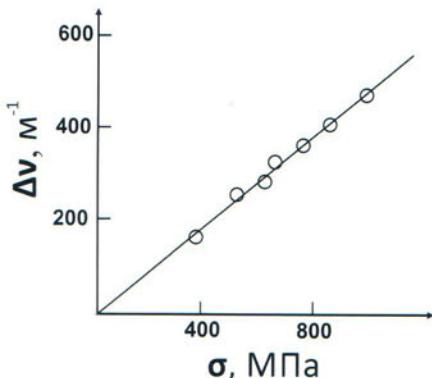


Рисунок 4.28. Зависимость величины разницы частот поглощения напряженных и ненапряженных связей и величины приложенного напряжения (Барамбойм, 1978)

Таким образом, активированные связи легче рвутся под дальнейшим воздействием тепловой энергии (рис. 4.29), снижаются температурные барьеры реакций, которые были термодинамически невыгодны без механоактивации. Кроме свободных радикалов выделено более десяти видов активированных состояний (Барамбойм, 1971), основные из которых приведены в таблице 4.9.



Рисунок 4.29. Механизм механоактивации с разрывом связи под действием механических сил (Larsen and Boydston, 2013)

Таблица 4.9
Виды активированных состояний (Барамбайм, 1971)

Природа первичного активного центра	Условия образования	Энергия образования
Свободный радикал	Разрыв ковалентных связей	50-100 ккал/моль
Свободный ион	Разрушение атомных и кристаллических решеток с одновременной ионизацией	Зависит от природы иона
F-центр	Разрушение ионных кристаллов и захват электрона	до 71 ккал/моль
Свободный электрон	Электронная эмиссия при разрушении твердых тел	$70 - 7 \cdot 10^5$ ккал/моль
Активированный атом	Разрушение атомных кристаллических решеток и обнажение атомов на гранях, ребрах	Зависит от расположения
Активированная молекула	Разрушение молекулярных упаковок	Зависит от расположения
Вакансия аддендов	Разрушение комплексов по координационным связям	60-90 ккал/моль

Таблица 4.10
Фазы механического воздействия на органическое вещество

№	1	2	3	4
	Этапы лабораторной активации (Молчанов, Гонцов, 1992)	Процессы (Молчанов, Гонцов, 1992)	Фазы	Свидетельства
1	До разрушения	Формирование зон остаточных напряжений и дефектов кристаллической решетки	Механоактивация связей	Увеличение выхода УВ при пиролизе механоактивированных пород
2	Разрушение	Переход механической энергии в поверхностную, эмиссия электронов	Механоактивация с образованием свободных радикалов	
3	Измельчение	Лавинный рост удельной поверхностной энергии	Механодеструкция	Реализация реакций с механически сниженными энергетическими барьерами
4	Тонкое измельчение	Аморфизация		

Активация — это изменение запаса потенциальной энергии вещества, которая максимальна перед разрывом связи. Потенциальная энергия возрастает за счет увеличения свободной поверхностной энергии при диспергировании (Молчанов, Гонцов, 1992). На основании наблюдения результатов лабораторной активации за счет воздействия механических сил авторы (Молчанов, Гонцов, 1992) наметили этапность данных процессов (столбцы 1 и 2 таблицы 4.10).

Основываясь на собственных экспериментах, а также на доступных в литературе результатах исследований (Пецюха, 1985; Селиванов, 1991; Волоскова и др., 2009) мы делаем вывод о существовании минимум трех фаз механического воздействия на органическое вещество в составе осадочных пород (столбцы 3 и 4 таблицы 4.10). Первая фаза механического воздействия — **механоактивация** за счет растяжения межмолекулярных расстояний. Сороко Т.И. и Корнет В.И. отмечают, что превращение органического вещества при действии механической энергии обусловлено деформацией его макромолекулы (Сороко, Корнет, 1985).

Деформация макромолекулы органического вещества приводит к ослаблению межмолекулярных и внутримолекулярных связей и к последующему их разрыву с образованием свободных радикалов, а трансформация механической энергии в химическую приводит к значительному снижению энергетического барьера реакций (Сороко, Корнет, 1985). Таким образом, второй фазой является частичный разрыв связей с образованием **свободных радикалов**. Третьей заключительной фазой является собственно — **механодеструкция**, когда механоактивированные связи и свободные радикалы реализуют накопленную механическую энергию, и происходит постепенная диссоциация макромолекулы полимера с образованием продуктов в виде легких и тяжелых углеводородов.

Здесь следует важный вывод об отнесении либо уменьшения, либо увеличения выхода УВ при пиролизе в пике S2 к различным фазам механического воздействия на органическое вещество. К первым двум фазам механоактивации относятся упомянутые выше (см. рис. 4.22 и рис. 4.25 пирограмма неразрушенного образца) примеры по уменьшению T_{max} при пиролизе активированных пород, а также увеличение выхода УВ в пике S2 при нагревании (пиролизе). Увеличение пика S2 говорит о механоактивации дополнительных связей в полимере угля и керогена. К последней же фазе механодеструкции относятся замеры S2 деформированных и недеформированных углей, отобранных в обнажениях и шахтах (см. рис. 4.21 сверху, рис. 4.25 пирограмма разрушенного образца). Снижение объема пиролизуемых углеводородов (уменьшение пика S2) из деформированных углей говорит о реализации механизмов механодеструкции.

Ранги изучения механохимических явлений

Приведенные выше объяснения затрагивают изменение состояния вещества, которое может быть описано на различных уровнях организации по пути

последовательного приближения от самого крупномасштабного — квантового ранга до самого мелкомасштабного — бассейново-регионального ранга (рис. 4.30, табл. 4.11).

В таблице ниже приведены ранги описания природной системы, каждый ранг характеризуется основным процессом, который фиксируется и изучается на данном уровне приближения, а также приведены показатели, которыми могут быть охарактеризованы процессы в веществе происходящие или про-исходившие.

Следы энергетики системы (участия того или иного механизма формирования, а затем и механизма деструкции органического полимера) могут прослеживаться на 3–4 ранга вниз. Например, соотношение легкого и тяжелого изотопов углерода (Waples, 1978), фиксируясь в нефтях, битумоидах, отдельных соединениях и молекулах, может являться генетическим показателем развития системы от изотопного до пластово-локального уровней изучения.

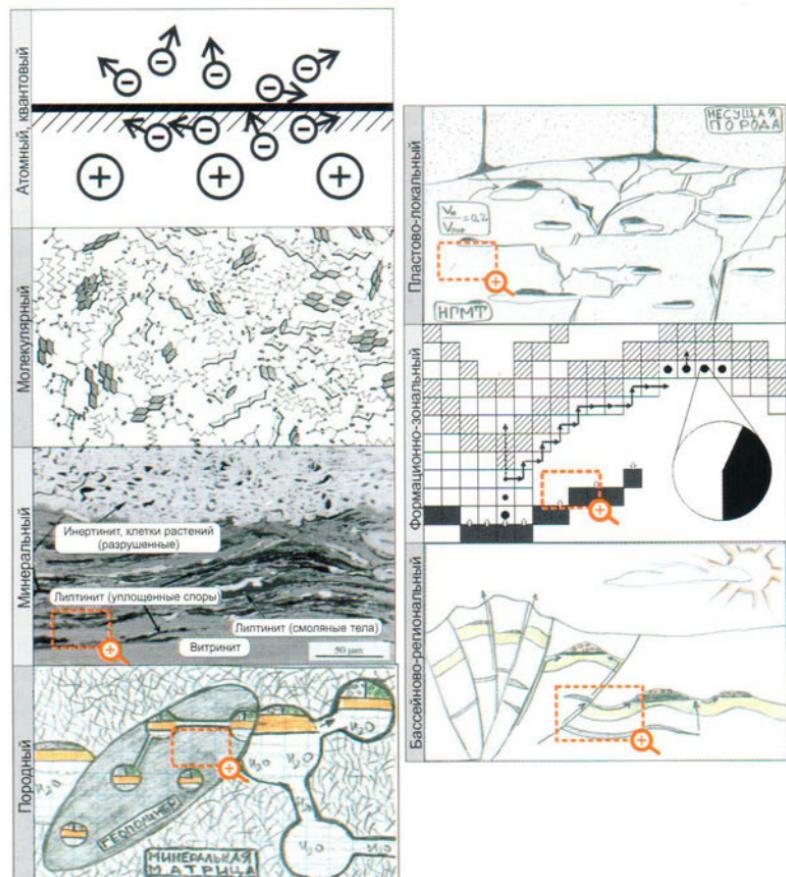


Рисунок 4.30. Ранги наблюдения за минерально-органической системой материнских свит

Таблица 4.11
Ранги наблюдения за минерально-органической системой
материнских свит и свидетельства динамокатагенеза

	Ранг	Основные процессы	Показатель энергетики	показатель	Свидетельства динамокатагенеза	
1	<i>Квантовый</i>	Обменное взаимодействие, обмен спинами	Спектральный терм	Количество парамагнитных центров	Возрастание ПМЦ после наложения механических полей (Черский и др., 1985)	
2	<i>Атомный</i>	Колебание атомов	Кинетическая энергия атома	Соотношение С/H, О/C; Соотношение C13/C12	Замедленная потеря О при лабораторном (температурном) пиролизе (Peters, 1981); Несоответствие C13/C12 в лабораторном пиролизе (температурном) (Галимов, 1973а)	
3	<i>Молекулярный</i>	Колебание молекул, разрыв связей	Энергия активации разрыва связи	Биомаркерные коэффициенты	Близкое к природным распределение компонентов в продуктах после совместного действия температуры и механических полей (Черский и др., 1985) Снижение энергии активации при трехосном сжатии органического вещества современного пелоида (Пецюха, 1985; Селиванов, 1991)	Механоактивация в диагенезе
4	<i>Минеральный</i>	Изменение структуры керогена	Степень преобразованности керогена	Изменение расстояния между пакетами в структуре керогена, ОСВ витринита	Уменьшение расстояние между пакетами (ламелями) в трещиноватых углях вблизи разломов (Liu, 1997);	Наложенный динамокатагенез

					Увеличение отражательной способности витринита рядом с разломами и в кливажированных зонах (Levine, Davis, 1990; Cook et al., 1972; R. Littke et al., 2012; Григорьев и др., 1988; Черский и др., 1985; Bustin et al., 1986; и др.)	Наложенный динамокатагенез
5	Породный	Обособление в порах микронефти	Кинетика генерации УВ, Порог эмиграции	Кинетика реакций генерации УВ, Компонентный и химический состав битумоида	Увеличение выхода углеводородов после механоактивации (Пецюха, 1985; Молчанов, Гонцов, 1992; Черский и др., 1985; Волоскова, 2009; и др.)	
6	Пластово-локальный	Эмиграция углеводородов из НГМТ, вторичный крекинг	Температура пластовая, давление пластовое	Компонентный и химический состав продуктов разложения,	Ускорение оттока продуктов при механокрекинге (Царев, 1988; Черский и др., 1985)	
7	Формационно-зональный	Вторичная миграция УВ	Тектонический стресс при разломообразовании до 500МПа	Скорость миграции УВ; Фазовый состав продуктов разложения	Увеличение дебитов скважин при землетрясениях (Копылова, 2010; Дыбленко и др., 2000; и др.)	
8	Бассейново-региональный	Вторичная миграция УВ, расформирование залежей-преобразование	Тектонический стресс при разломообразовании между границами орогена и прогиба до 1000МПа	Сохранность залежей УВ	Общее ускорение массо и энергообменных процессов (Черский и др., 1985; Трофимук и др., 1982)	

Приведенные в крайнем правом столбце «свидетельства динамокатагенеза» на различных рангах описания вещества могут быть также интерпретированы как уровни энергообмена. Механическая энергия теряется на различных уровнях организации вещества. Такой подход приводит к выявлению миграционно-генерационных скачков, приуроченных к циклам сжатия осадочного чехла (периодам складчатости в истории осадочно-породного бассейна).

Причем, со значительной долей условности, можно отнести первые три свидетельства к проявлению механоактивации при диагенезе, которые позволяют приблизить в экспериментах реальные природные температуры крекинга керогена. Последние же больше относятся к наложенному динамокатагенезу, проявленному в тектонически диссипированных областях. Отметим, что увеличение парамагнитных центров (ПМЦ) как показатель роста количества свободных радикалов и реакционной способности ОВ, безусловно, относится не только к диагенезу, но и к наложенному динамокатагенезу. Механоактивация при диагенезе, по-видимому, относится к фундаментальным механизмам преобразования органического вещества, так как большинство нефтегазоматеринских пород по окончании седиментогенеза, вступают в зону диагенеза в виде тонкоотмученных органических илов, в механоактивированном состоянии. Наложенный же динамокатагенез не повсеместен, а имеет развитие лишь в зонах направленного тектонического стресса и сейсмоволнового воздействия.

Целью является дальнейшее изучение осадочных бассейнов мира с ожидаемым проявлением динамокатагенеза. Такие бассейны вынесены на карту с развитием наложенного динамокатагенеза в мировых осадочных бассейнах, приуроченное к орогенным поясам, а также к поясам высокой сейсмичности. На карте (рис. 4.31) красным показаны выявленные бассейны с развитием динамокатагенеза, штриховкой бассейны с ожидаемым развитием динамокатагенеза (узкие зоны предгорных прогибов, горноскладчатые сооружения).

На данном этапе необходимо применение знаний, накопленных отечественной школой органической геохимии с использованием динамокатагенеза для оценки перспективных объектов с использованием компьютерного бассейнового моделирования. Возможности использования этих наработок показаны в следующем параграфе.

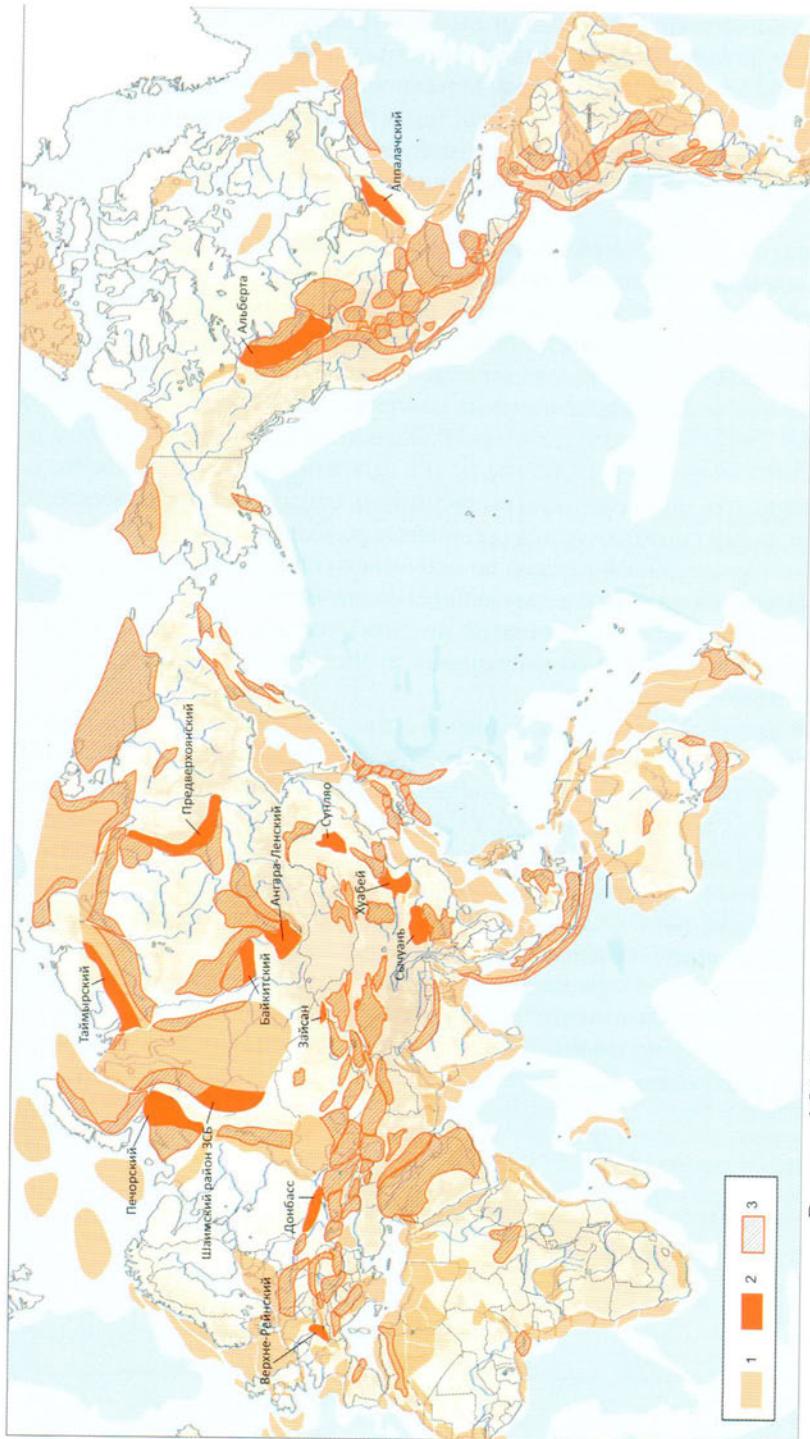


Рисунок 4.31. Карта проявления динамокатагенеза в мировых осадочных бассейнах.

Условные обозначения к рис. 4.31: 1 - Осадочные бассейны мира; 2 - Бассейны с установленным динамокатагенезом; 3 - Осадочные бассейны мира с ожидаемым проявлением динамокатагенеза

4.6 КАЛИБРОВКА ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Данный параграф посвящен сложностям при калибровке расчетной и фактической катагенетической зональности, вызванным различным влиянием факторов преобразования, давления, температуры, времени и волнового воздействия. Во второй части описывается подход совместного изучения преобразования минеральной матрицы пород и органической части. Мы намеренно не рассматриваем типичные случаи при калибровке (выделение периодов эрозий, различных термоградиентов, влияния контактowego и гидротермального катагенеза по виду кривых отражательной способности витринита). Информацию по ним можно найти в обобщающей специальной литературе (Allen & Allen, 2005; Hantschel, Kauerauf, 2009, Галушкин, 2007).

4.6.1 ДИНАМОКАТАГЕНЕЗ

В предыдущем параграфе рассмотрен динамокатагенез как дополнительный фактор преобразования органического вещества. Его обоснование происходило в нашей стране в 80–90-е годы прошлого века. Ввиду того, что системы компьютерного моделирования развивались в западных странах в 90-х и в начале нового века, отечественная научная школа не смогла интегрировать свои передовые методики в программные коды. Следующие ниже выкладки позволяют использовать увеличение преобразованности в тектонически активных зонах для расчета катагенетической зональности в программных продуктах по бассейновому моделированию, а также в дальнейшем решать обратную задачу.

Среди природных наблюдений, свидетельствующих о явлении динамокатагенеза, можно выделить два класса: 1) наблюдения неравномерности катагенеза в пределах крупной территории (например, повышение катагенетической зрелости во многих бассейнах, граничащих с горноскладчатыми сооружениями) и 2) катагенез возрастает локально и связан со стрессом, который испытывают горные породы с заключенным в них органическим веществом.

К первому классу изменений, проявленных регионально, относится введенная в обиход А. В. Бочкаревым, диагональная зональность катагенеза (рис. 4.32), когда на горизонтальную зональность термического преобразования накладывается вертикально расположенные зоны увеличения катагенеза по направлению тектонического стресса со стороны горных сооружений. Примеры такой зональности известны (Бочкарев, Бочкарев, 2006): Прикаспийская впадина (рис. 4.33), Донецкий бассейн (рис. 4.34).

А. Н. Резников впервые оценил фактор динамокатагенеза количественно на основе распределения отражательной способности витринита по разрезу (Резников, 2008), разделив большинство осадочных мировых бассейнов и их блоки по степени геодинамической напряженности и градиенту нарастания УПДК (условного показателя динамокатагенеза) с глубиной (подробнее см. приложение А).

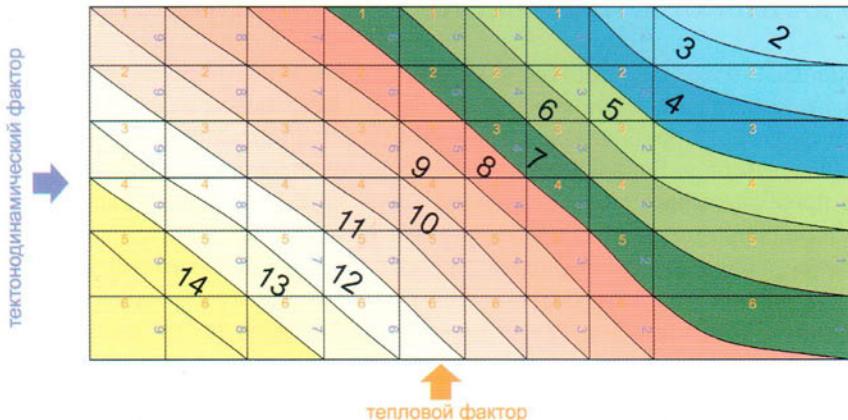
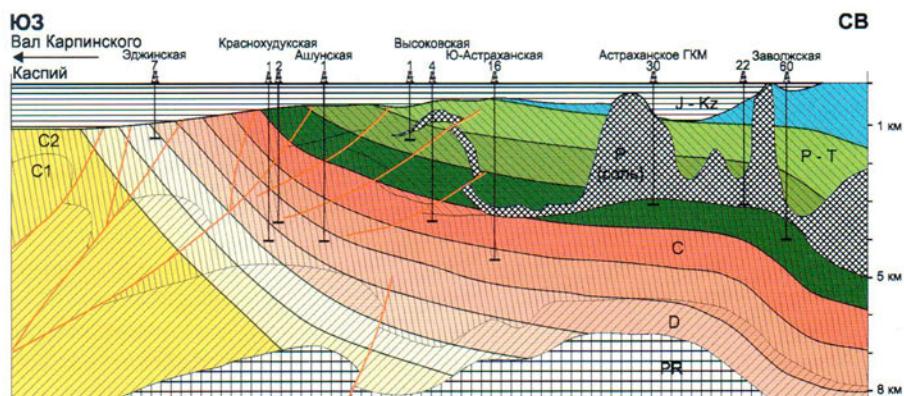


Рисунок 4.32. Модель диагональной катагенетической зональности (Бочкарев, Бочкарев, 2006). Цифры по горизонтали характеризуют интенсивность силового поля теплового фактора, цифры по вертикали тектонодинамического фактора



Отражательная способность витринита (min Ro% - max Ro%)	Стадия катагенеза	Марка угля
(0.26 - 0.35)	ПК ₁	Б ₁
(0.35 - 0.42)	ПК ₂	Б ₂
(0.42 - 0.50)	ПК ₃	Б ₃
(0.50 - 0.65)	МК ₁	Д
(0.65 - 0.85)	МК ₂	Г

(0.85 - 1.15)	МК ₃	Ж
(1.15 - 1.70)	МК ₄	К
(1.70 - 2.00)	МК ₅	ОС
(2.00 - 2.50)	АК ₁	Т
(2.50 - 3.50)	АК ₂	ПА
(3.50 - 5.00)	АК ₃	А ₁₀₋₁₁
(5.00 - 8.00)	АК ₄	А ₁₂₋₁₅
(>8.00)	МГ	Графит

Рисунок 4.33. Профиль по линии Заволжская-Эджинская, Прикаспийская НГП, иллюстрирующий диагональную катагенетическую зональность при приближении к Валу Карпинского (Бочкарев, Бочкарев, 2006 с изменениями)

Стоит рассмотреть некоторые примеры регионального проявления действия направленного стресса и сейсмической активности во время тектонических движений (рис. 4.35).

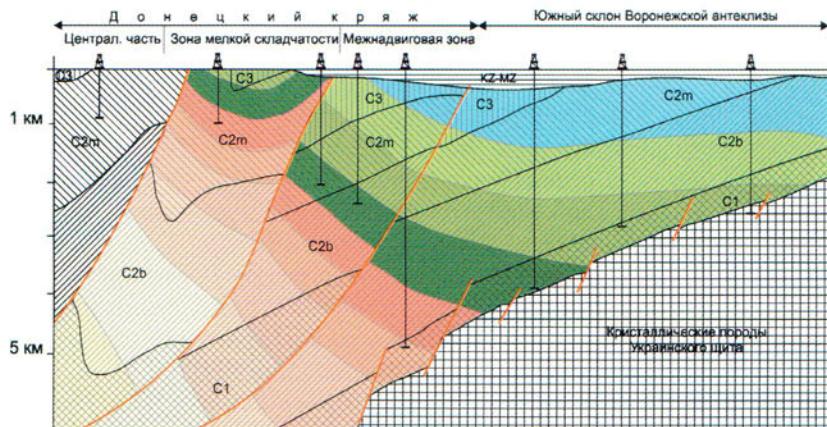


Рисунок 4.34. Диагональная катагенетическая зональность каменноугольных отложений в Донецком бассейне, условные обозначения на рис. 4.33.
(Бочарев, Бочарев, 2006 с изменениями)

Печорский бассейн. Степень катагенетической преобразованности пермских углей Печорского предгорного прогиба увеличивается по направлению к Уралу и Пай-Хою. Зависимость уровня зрелости от сложности тектонического строения показана на рисунке 4.35.

Таймырский бассейн. В Таймырском угольном бассейне зоны максимальных изопахит верхне- и нижнепермских углей не соответствуют зонам максимального уровня зрелости. Эффект контактового метаморфизма интрузий очень локален. Таким образом, считается, что динамокатагенез играет значительную роль в Таймырском бассейне (Черский и др., 1985).

Канско-Ачинский бассейн. Во время осадконакопления три впадины Канско-Ачинского бассейна были единым водоемом. Позже они были разделены тектонической активизацией. Юрские угольные пласти деформировались неодинаково. Наиболее тектонически активная область существовала на юге, на границе с Восточным Саяном. Уровень дислоцированности коррелируется с уровнем зрелости. Стадиальный анализ литогенеза пород в шлифах (отсутствие конформных и регенерационных структур, микростилолитовых контактов) позволяет сделать вывод о том, что на большие глубины юрские породы на юге не опускались.

Иркутский бассейн. Преобразованность юрских углей увеличивается на юг и на запад по направлению к надвигу, ограничивающему Саяны и Байкальскую горную систему. Наиболее преобразованные зоны сосредоточены в районах с наибольшей современной сейсмической активностью. Например, в Прииркутской депрессии ежегодно происходит около 2–3 тысяч землетрясений. Высокое значение теплового потока в Байкальской рифтовой зоне локализуется лишь в очень узкой области в середине озера. В горной области и на плечах рифта тепловой поток средний по миру – $60 \text{ МВт}/\text{м}^2$ (Голубев, 2003).

Предверхоянский прогиб. Данные нескольких десятков глубоких скважин в Вилуйской синеклизе и Предверхоянском прогибе позволили картировать катагенетическую зональность в верхнепермских и в нижнемеловых углях (см. рис. 4.35). Преобразованность увеличивается по направлению к Верхоянскому антиклиниорию. Это сопровождается потерей органическим веществом кислорода существующих функциональных групп (карбоксильных, гидроксильных, карбонильных). Увеличение содержания битумоидов также зафиксировано по направлению к орогену (Черский и др., 1985). Катагенетическая зональность не соответствует ориентации рифта в поздней перми. Поэтому такая зональность была сформирована позже благодаря другим геологическим процессам. Это является хорошим примером для обоснования динамокатагенеза без повышения теплового потока.

К сожалению, закономерности первого класса (см. рис. 4.35) современные бассейновые модельеры часто «объясняют» изменением теплового потока в прошлом, ростом его в связи поднятием мантийного диапира одновременно с коллизией или другими причинами, связанными с применением различных геодинамических моделей. Хотя, строго говоря, нет уверенных причин увеличения теплового потока в надвиговых зонах. Нет строгой корреляции между современными тектонически осложненными зонами и повышенным тепловым потоком (кроме осевых частей горных поясов). Например, в Саянском антиклиниории плотность теплового потока в среднем составляет $45 \text{ мВт}/\text{м}^2$, а Байкальская рифтовая зона в границах узкой ограниченной осевой зоны всего лишь $70\text{--}80 \text{ мВт}/\text{м}^2$, исключая ураганные значения $120\text{--}200 \text{ мВт}/\text{м}^2$. Как уже отмечалось в разделе прогноза температур, механизм континентальной коллизии может быть объяснен эклогитизацией нижней мантии без растяжения (Haxby et al., 1975; Artyushkov, 1983; Галушкин, 2007). Закон термального остывания \sqrt{t} континентальных пассивных окраин часто не работает в континентальных условиях (Fowler, Nisbet, 1985).

«Локальные» закономерности второго типа объяснить без стрессового воздействия становится сложнее. Множество примеров приведены в ряде монографий и публикаций (Черский и др., 1985; Petzoukha, 1987; Вышемирский, 1963; Травин, 1949; Бочкарев, Бочкарев, 2006; Алексеев и др., 2006, 2007; Резников, 2008), их рассмотрение частично было проведено в предыдущем параграфе. Здесь же приведем пример, который ярко демонстрирует локальный динамокатагенез, а также позволяет, хотя и с небольшой вероятностью, судить о количественной оценке протекания механо-активированных реакций и выработать методику для калибровки катагенетической зональности на изученном объекте.

Н. В. Черский с соавторами приводят геологический разрез через Вилуйскую синеклизу и Предверхоянский прогиб (Черский и др., 1985), где динамокатагенез проявлен локально (рис. 4.36).

Перед описанием проведенного исследования перечислим те положения, которые приняты в работе.

1. Основным фактором преобразования ОВ является температура;

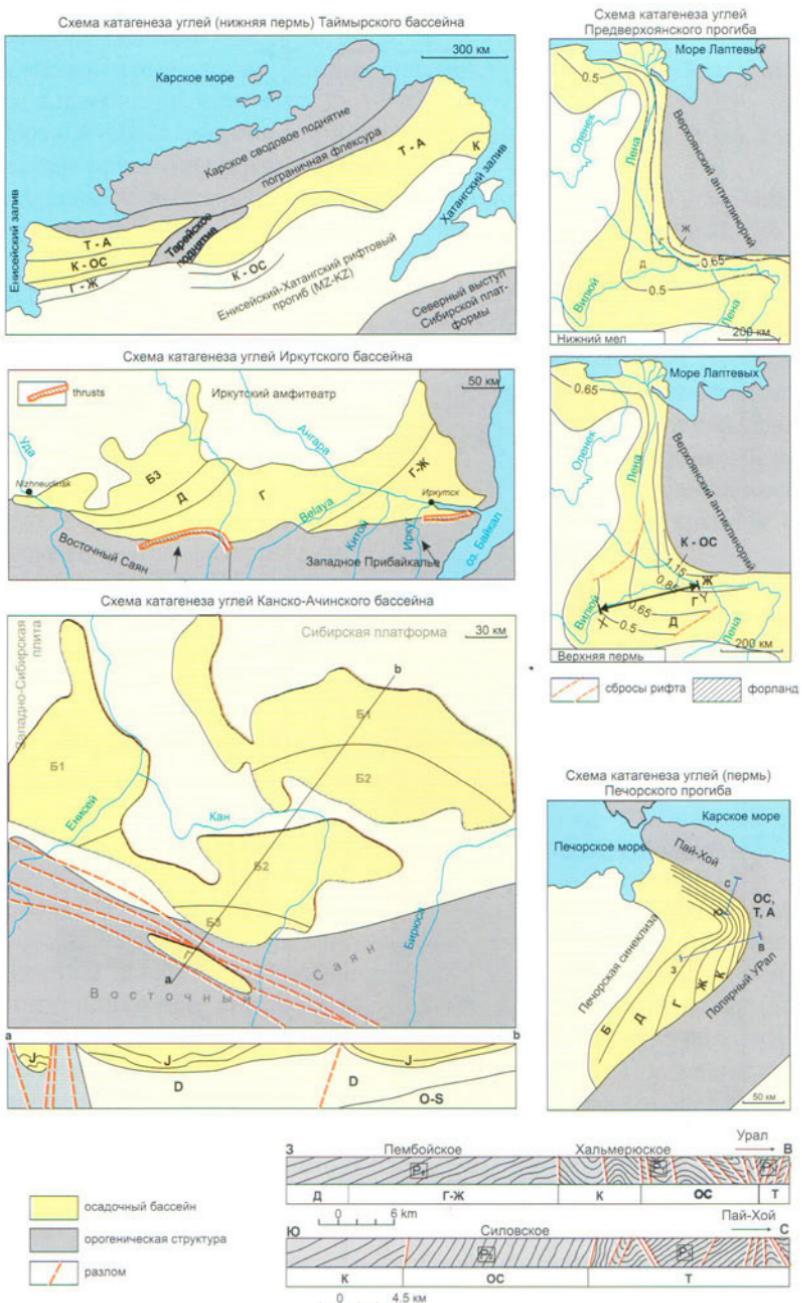


Рисунок 4.35. Примеры зональности степени преобразованности углей в бассейнах регионального проявления динамокатагенеза (Черский и др., 1985 с изменениями). На врезке схемы катагенеза Предверхоянского бассейна обозначено расположение геологического разреза XY, показанного на рис. 4.36

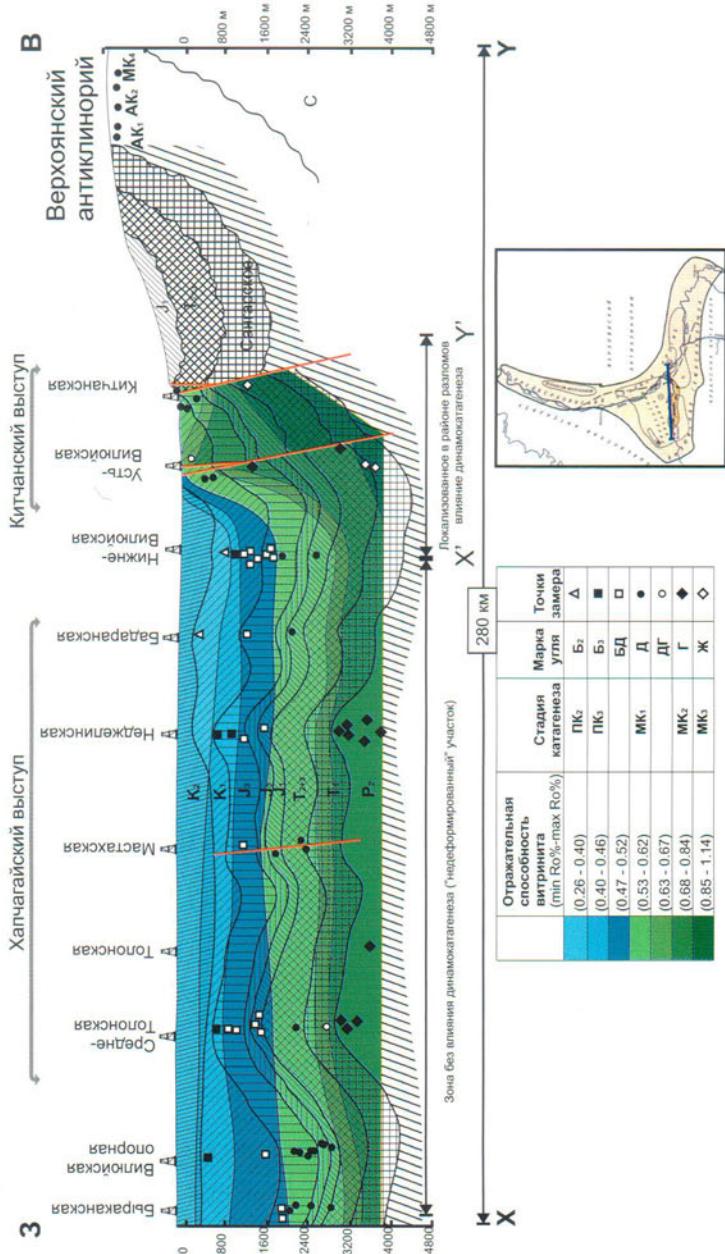


Рисунок 4.36. Катагенетическая зональность отложений Вилуйской синеклизы и Предвероянского прогиба (Черский и др., 1985 с изменениями).
Расположение разреза показано на врезке схемы катагенеза
Предвероянского бассейна на рис. 4.35.

Фрагмент разреза X'Y' использован для геомеханической реконструкции на рис. 4.37

2. Механическая энергия имеет незначительный для моделирования процент преобразования в тепловую;
3. Сейсмотектонический фактор динамокатагенеза оказывает влияние в зонах, подверженных стрессу;
4. Механическая энергия снижает энергию активации разрыва связей в молекулах органического вещества.

Исследование выполнено в соответствии с принципом «Ceteris Paribus». Анализ количественных характеристик сейсмотектонического фактора обсуждается при условии, что температурный фактор, наибольшим образом влияющий на основной оцениваемый параметр (ОСВ), имеет одинаковое значение в напряженной зоне между разломами и зоне Хапчагайского выступа (менее деформированной тектоническими процессами). Это понятно из рисунка 1: после роста отражательной способности витринита рядом с разломом (Усть-Вилюйская площадь) к востоку значения уменьшаются, а затем снова растут при приближении к следующему амплитудному разлому (Китчанская площадь). Этот факт исключает влияние увеличения регионального теплового потока при приближении к конвергентной границе. Рост ОСВ связан с другим фактором, сейсмотектоническим.

Относительно второго положения также отметим, что за счет трения осадочных пород и упругих деформаций в зоне разлома не происходит значительного увеличения теплового потока, способного влиять на ОСВ в ореоле более 20–50 м (Пецюха, 1967; Паталаха и др., 1978; Reitan, 1979).

Восстановленные параметры напряженного поля и наблюдаемый в природных условиях рост углефикации

Наиболее основательные аналитические работы, проведенные В. С. Вышемирским, А. В. Бочкаревым, О. В. Япаскуром, Холодовым В. Н. (Вышемирский, 1963; Бочкарев и Бочкарев, 2006; Япаскурт, 1991; Холодов, 1983), позволили выделить множество видов и подвидов катагенеза. Однако в прикладном аспекте при построении моделей катагенетической зональности используют три: контактовый, региональный и динамический (динамокатагенез). Причем, среди факторов, указывающих на источник энергии данного вида, выделяются: термический и механический. Последний связан с явлениями упругой деформации, динамического стресса и др. Вышемирский В. С. предложил различать группы региональных и локальных видов метаморфизма, имея в виду, что вторые проявляются на фоне первых (Вышемирский, 1963).

«Необходимым условием реализации катагенетических реакций (смены градаций) является достижение реакционно-способными молекулами ОВ энергии активации. В данном случае, это — минимальный запас энергии, необходимый для преодоления энергетического порога... Энергия активации складывается из суммы энергий разрыва химических связей в исходных и промежуточных продуктах реакции» (Бочкарев и др., 1988, стр. 89).

Положение о снижении энергий активации при динамокатагенезе (подтвержденное экспериментально и теоретически) рождает два вопроса: какие связи и насколько снижает? Проблема создания рабочей схемы для использования динамокатагенеза при поисках и разведке тормозилась количественной оценкой степени преобразования ОВ в зонах сжатия и высокой сейсмичности.

На данном этапе необходимо создать количественную модель оценки динамокатагенеза в условиях отсутствия большого количества лабораторных данных по снижению энергии активации в результате механического активирования. Такой подход может быть просто применен в пакетах по моделированию углеводородных систем путем «искусственного» уменьшения каждой псевдоэнергии активации всего спектра на определенную величину и создания специальных кинетических спектров для отдельных зон в пластах нефтематеринских свит (специальных геохимических фаций в напряженных зонах).

Простым и эффективным решением является привязка наблюдаемых в природных условиях значений превышения степени ОСВ в приразломных зонах над основным «закономерными» значениями в зонах бассейна без динамокатагенеза к физическим показателям, характеризующим интенсивность стресса. Эта сложная задача имеет два решения на современном этапе.

1. Модель стрессов по данным геомеханических палеореконструкций.
2. Эксперимент с воздействием упругих и пластических деформаций и/или всестороннего сжатия образца породы с ОВ из зон без воздействия динамокатагенеза (величина воздействия должна ограничиваться ростом ОСВ до значений в приразломных зонах), с проведением пиролиза и восстановлением кинетических спектров до и после деформирования.

О. В. Селиванов в своей диссертации отмечает ограниченность на тот момент (Селиванов, 1991) возможности функционального описания процессов деформации горных пород в различных объемно-напряженных состояниях, характерных для пликативных и дизъюнктивных структур осадочного чехла. В настоящее же время в руках геологов появились методики геомеханических реконструкций (Maerten, Maerten, 2006), которые восстанавливают поля напряжений и деформаций.

Для корреляции необходимо выбрать методы измерения двух параметров: степени стресса в геологическом разрезе и степени созревания ОВ. В данном исследовании предложен подход геомеханической реконструкции 2D-разрезов областей с хорошо изученной катагенетической зональностью. Для разрезов с достаточно точно установленной зональностью катагенеза выявляются программным путем значения палеострессов. Далее сопоставляются фактические данные по катагенетической зональности, восстановленные параметры палеострессов и восстановленные палеотемпературные разрезы.

В специальном программном комплексе (Dynel) при структурной геомеханической реконструкции учитываются реологические свойства пород (модуль Юнга, коэффициент Пуассона), моделируются процессы расти-

жения и сжатия при изменении структурного плана. Теоретическая основа геомеханической реконструкции предполагает использование теории упругости твердых тел. Применяется метод конечных элементов, пласти разбиваются треугольной сетью, в каждой ячейке вычисляются величины главных напряжений. Они и используются для проверки коррелируемости результатов с фактическим разрезом. Главный оцениваемый параметр $eS1$ — главное упругое напряжение (в англоязычном варианте программной документации — «principal equivalent elastic stress»).

Анализ строился на исходном разрезе (см. рис 4.36), приведенном в монографии Черского и др. (1985), по Предверхоянскому прогибу и Вилуйской синеклизе. На рис. 4.36 сплошными линиями выделены геологические поверхности, а крапом — пласти между ними. Изореспланды (изолинии ОСВ, или марки углей) разграничивают зоны развития различных стадий катагенеза (выделены цветом). Мы видим рост степени ОСВ рядом с разломом в районе Усть-Вилуйской площади. А на разрезе с результатами геомеханической структурной реконструкции (рис. 4.37) в этой области обращает на себя внимание важнейшее наблюдение — увеличение параметра, отвечающего за главное напряжение сжатия $eS1$! Причем, высокие значения палеонапряжений по расчетам программы сосредоточены в верхней области разреза.

Эта особенность, характерная для тангенциальных напряжений, известна в природе. Согласно распределению вертикальных напряжений и отношения полусуммы горизонтальных напряжений из работы (Brady, Brown, 2004), замеренных *insitu* для глубин от 1000 до 3000 м, зависимость $k = 0,5 + 1500/H$ (H — глубина замера, м).

Характерно, что степень преобразованности отложений в тектонически напряженных районах часто находится в соответствии с показателями горизонтального стресса. Например, для Предаппалачского предгорного прогиба характерна большая степень углефикации для вышележащих отложений, чем залегающих ниже пластов, изученных в обнажениях подземного туннеля "Пионер" (Levine, Davis, 1990). В отличие от тангенциальных сжатий, основные напряжения сжатия в случае транспрессионных движений релаксируют на глубинах более 2 км. Этим объясняется развитие динамокатагенеза (или, как его называли авторы, Z-метаморфизма, см. рис. 4.20) в среднеюрской тюменской свите Западно-Сибирского бассейна (Алексеев и др., 2006, 2007), для которого характерны сдвиговые транспрессионные движения на неотектоническом этапе.

Величина палеостресса по расчетам программы может быть соотнесена с разницей ОСВ в недеформированном состоянии (разницей ОСВ вблизи разлома и на удалении в пределах одного пласта). Для примера: максимальное значение стресса в нижненемеловом комплексе на конец раннего мела составило 939 МПа. Здесь и далее повышенные значения ОСВ в зонах сравниваются и коррелируются с повышенными значениями палеостресса. Но не стоит полагать, что преобразование ОВ происходит только под воздействием динамического давления. Эксперименты, поставленные в Якутском филиале СО РАН (Черский и др., 1985), показали также влияние сейсмического фактора

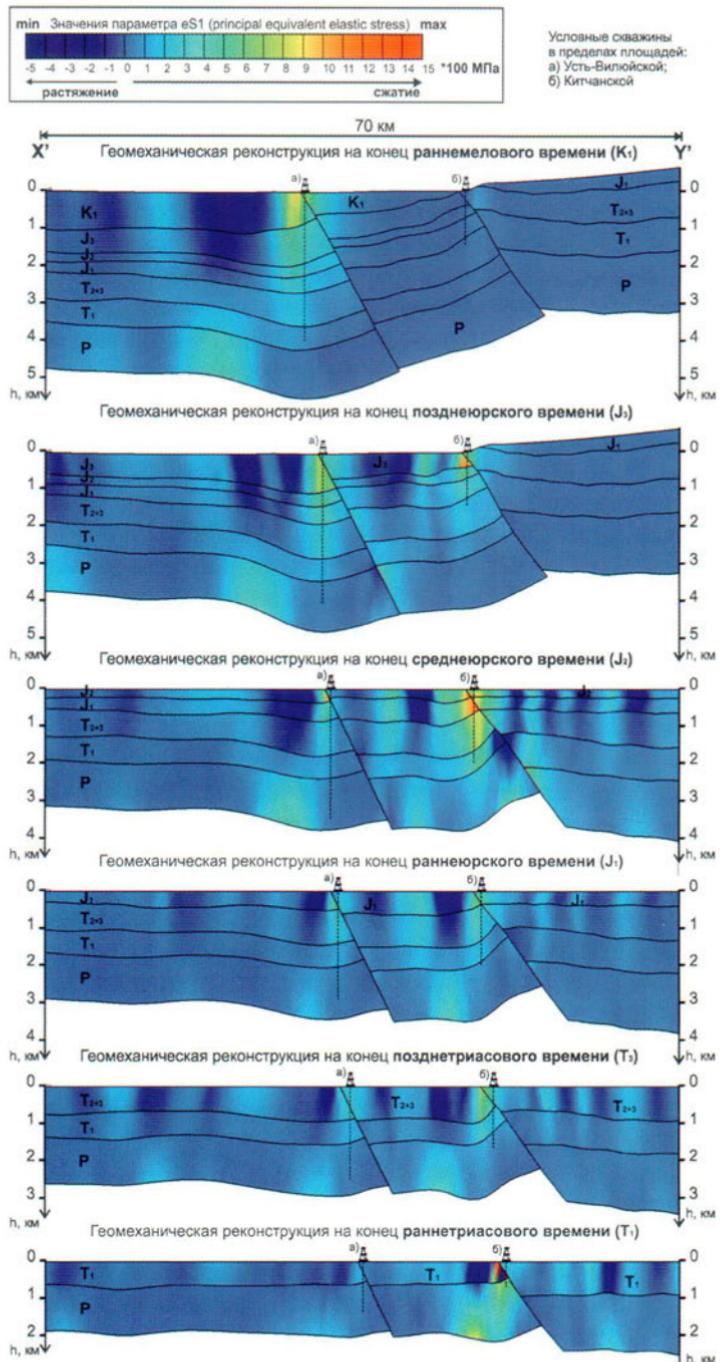


Рисунок 4.37. Результаты геомеханической структурной реконструкции по фрагменту профиля ХХ' представленному на рисунке 4.36

на конверсию керогена, а именно, упругих деформаций. Поэтому параметр, отвечающий восстановленному полю напряжения, соответствует также и проявлению сейсмического фактора в напряженных зонах. Также отметим, что столь большие значения стресса могут быть связаны с артефактами из-за разницы видимой мощности висячего и лежачего крыла, что может быть объяснено конседиментационным развитием разломов. Это явление должно опосредованно соответствовать проявлению фактора динамокатагенеза. Таким образом, среднее значение стресса в интервале 400-700 МПа отвечает росту ОСВ в районе разлома на 0.2%. Рассмотрим возможность более детальной количественной оценки данного наблюдения.

Кинетика преобразования витринита при динамокатагенезе

Основным контролирующим параметром, отвечающим за степень катагенеза органического вещества, является отражательная способность витринита в масле ($Ro, \%$). На сравнении рассчитанных теоретически и наблюдавшихся в природе значений основывается калибровка построенных моделей. Для теоретических расчетов Ro в программных продуктах используется модель «EasyRo», опубликованная Sweeney J.J. и Burnham A.K. в 1990 году (табл. 4.12, рис. 4.38).

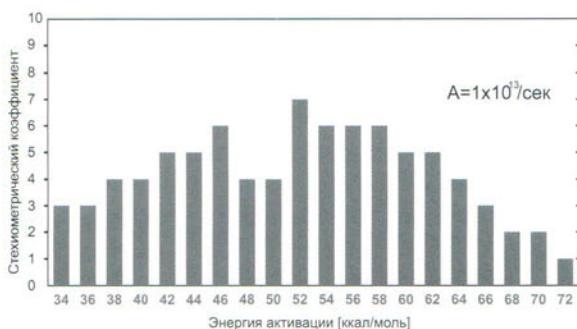


Рисунок 4.38. Кинетический спектр модели созревания витринита в модели EasyRo (Sweeney, Burnham, 1990)

Таблица 4.12
Кинетический спектр созревания витринита в модели EasyRo
(Sweeney, Burnham, 1990)

i	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
E_i	34	36	38	40	42	44	46	48	50	52	54	56	58	60	62	64	66	68	70	72
X_{10}	3	3	4	4	5	5	6	4	4	7	6	6	6	5	5	4	3	2	2	1

где:

i – номер набора реакций с одной энергией активации E_i ;

E_i – энергия активации i -ого набора реакций;

X_{i_0} – стехиометрический фактор i -ого набора реакций (весовая доля продукта i -ого набора реакций).

Формулы для расчета отражательной способности витринита в определенный момент геологического времени t (Sweeney, Burnham, 1990):

$$Ro = \exp(-1.6 + 3.7Tr(t)) \quad (4.3)$$

$$Tr(t) = \sum X_{i_0} (1 - \exp(-\int K_i(t') dt')) \quad (4.4)$$

$$K_i(t') = A * \exp(-E_i / RT(t')), \quad (4.5)$$

где:

dt' – для наглядности расчетов берется изотермический интервал при $dt' = \Delta t = t - t_o$;

K_i – скорость реакции в интервале Δt , c^{-1} ;

R – универсальная газовая постоянная (8.314 Дж/К*моль);

$Tr(t)$ – весовая доля продуктов реакций ко времени t ;

Ro – отражательная способность витринита, %;

T – температура расчетной ячейки для t' ;

A – предэкспоненциальный коэффициент, c^{-1} .

Ранее в параграфе описано отражение параметров напряженности в степени преобразованности углей на разрезе. Чтобы использовать это наблюдение при моделировании, необходимо снижение энергий активации тех реакций, которые ускоряются при механодеструкции керогена.

Однако, на данном этапе трудно оценить вклад механической энергии в те или иные реакции (E_i) преобразования керогена. Поэтому до введения в широкую практику геохимических исследований работ по пиролизу образцов в деформированном и недеформированном состоянии предполагается следующая схема «адаптации» кинетического спектра реакции при участии динамокатагенеза.

Так как вклад определенных реакций неясен по результатам предыдущих исследований (рис. 4.39, рис. 4.22, рис. 4.25), следует использовать уменьшение энергии активации всех реакций на величину E_{stress} , вычисленную эмпирически в соответствии с фактурными данными в различных бассейнах мира:

$$K_i(t') = A * \exp(-(E_i + E_{stress}) / RT(t')) \quad (4.6)$$

Уменьшая энергию активации (значения E_{stress} берутся со знаком минус), мы увеличиваем скорость протекания тех реакций, которые приводят к наблюдаемой степени преобразованности ОВ по отражательной способности витринита. Наиболее удачный пример проявления динамокатагенеза и возможности количественной его оценки через снижение энергии активации показан на рисунке 4.40. На рис. 4.40 б приводится современная измеренная катагенетическая зональность в районе двух скважин: Нижне-Вилюйская и Усть-Вилюйская. Скважина Нижне-Вилюйская удалена от Усть-Вилюйского разлома на расстояние более 15 километров. Катагенез осадоч-

ных пород в районе этой скважины считается не затронутым наложенными процессами динамокатагенеза, или, по крайней мере, влияние его здесь значительно меньше, чем в Усть-Вилюйской скважине. В программном пакете для бассейнового моделирования построена двухмерная модель в районе двух скважин с учетом взбросовой природы Усть-Вилюйского разлома. Современная модельная катагенетическая зональность (рис. 4.40 д) откалибрована на замеренные значения отражательной способности витринита в Нижне-Вилюйской скважине (рис. 4.40 г), так как мы считаем ее "свободной" от влияния динамокатагенеза. Современный тепловой поток в расположенных недалеко друг от друга скважинах одинаков и составляет в верхней части осадочного чехла 58–60 мВт/м². Учитывая сопоставимые или равные (расхождения до 5 градусов С) максимальные палеотемпературы для нижнемеловых отложений (рис. 4.40 а), мы должны предполагать примерно равные степени преобразованности. Такую картину показывает модельная катагенетическая зональность (рис. 4.40 д). Однако реальная зональность показывает аномальную зону в районе Усть-Вилюйской скважины, рядом с разломом. Эта аномалия хорошо прослеживается в верхних слоях осадочного выполнения при сравнении рассчитанной кривой и реальных замеров ОСВ для Усть-Вилюйской скважины (рис. 4.40 е). Если мы вспомним результаты геомеханической реконструкции (см. рис. 4.37), то окажется, что для основной фазы складчатости после раннего мела аномалия палеостресса (4.40 в) концентрируется в зоне катагенетической аномалии.

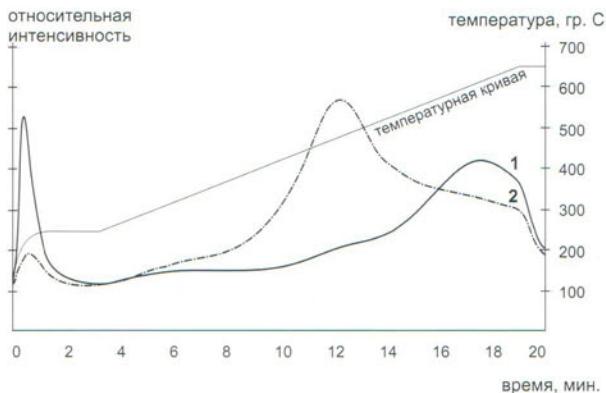


Рисунок 4.39. Снижение температуры максимального выхода углеводородов (энергии активации) при пиролизе образцов антрацита после механоактивации вибродиспергированием (кривая 2) в сравнении с исходным образцом (кривая 1) (Волоскова и др., 2009)

Для того чтобы оценить величину E_{stress} для проявления динамокатагенеза в нижнемеловом комплексе в районе скважины Усть-Вилюйская, мы должны оценить разницу рассчитанной и замеренной отражательной способности

витринита. Согласно данным (рис. 4.40 е) фактическое ОСВ для середины пласта K_1 составляет 0.59%, а рассчитанное с учетом калибровки тепловой модели на не затронутую динамокатагенезом Нижне-Вилюйскую скважину - 0.33%. Максимальная палеотемпература в конце раннего мела в середине нижнемелового комплекса составляла 37 °C. Длительность механоактивации в результате динамокатагенеза берется равной 1 миллиону лет. Воспользуемся этими данными для расчета кинетического спектра реакций (по формулам 4.3-4.5) для преобразования витринита до фактически наблюданной величины $Ro=0.59$, но с максимальной палеотемпературой 37 °C. После несложных расчетов мы находим $E_{\text{stress}} = -5 \text{ ккал/моль}$ для конкретной зоны Усть-Вилюйской скважины в конкретном нижнемеловом комплексе.

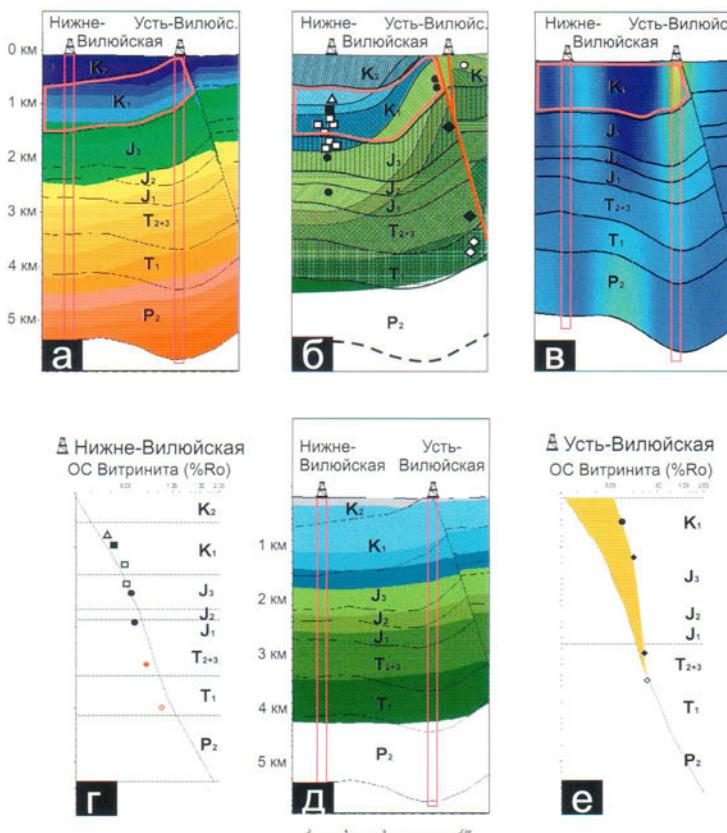


Рисунок 4.40. Сравнение фактической и рассчитанной в программном комплексе катагенетической зональности в районе двух скважин Нижне-Вилюйская и Усть-Вилюйская

Условные обозначения к рис. 4.40:

а: Максимальные палеотемпературы (цветовая палитра в легенде к рис. 4.42) на сегодняшний день;

б: Фактическая катагенетическая зональность по замерам в скважинах (условные обозначения на рис.4.36);

в: Параметры палеостресса на конец раннего мела (цветовая палитра в легенде к рис. 4.37) с аномалией палеостресса (выделена желтым цветом) в верхних комплексах в районе Усть-Вилюйской скважины;

г: Рассчитанная в программном комплексе для бассейнового моделирования крия ОСВ (сплошная линия) в Нижне-Вилюйской скважине с калибровкой на замеренные значения (условные обозначения на рис. 4.36);

д: Рассчитанная в программном комплексе для бассейнового моделирования катагенетическая зональность, откалиброванная на замеры в Нижне-Вилюйской скважине (условные обозначения на рис. 4.36);

е: Рассчитанная в программном комплексе для бассейнового моделирования крия ОСВ (сплошная линия) в Усть-Вилюйской скважине и сравнение с замеренными значениями (условные обозначения на рис. 4.36). Аномалия выделена желтым цветом.

На рис. 4.41 темно-серым цветом отмечена доля реакций, которые участвуют в преобразования ОВ с участием динамокатагенеза в максимальном его проявлении (в непосредственной близости с разломом). Уменьшение энергии активации должно привести к увеличению Ro со значения 0.33% («Б2» — бурье угли) до 0.59% («Д» — длиннопламенные угли). Красным показана доля сниженного на значение E_{stress} стандартного спектра для достижения значений 0.59% (который замерен фактически) при палеотемпературе 37 °C (которая рассчитана при калибровке на соседнюю скважину без динамокатагенеза).



Рисунок 4.41. Снижение энергии активации кинетического спектра преобразования витринита (EASYRo) в результате динамокатагенеза (Астахов, 2014)

Условные обозначения к рис. 4.41:

1 – Кинетический спектр реакций для достижения стадии “Д” ($Ro=0.59\%$) при максимальной палеотемпературе 37 °C на конец раннего мела;

2 – Кинетический спектр, сниженный на $E_{\text{stress}} = -5$ ккал/моль;

3 – Кинетический спектр реакций EasyRo в “стандартных” условиях

Общей схемой для оценки E_{stress} могут служить следующие выкладки. Величина снижения энергии активации (E_{stress}) составляет разницу между двумя дополнительными параметрами E_{measured} и $E_{\text{activated}}(T, \Delta t)$: $E_{\text{stress}} = E_{\text{measured}} - E_{\text{activated}}(T, \Delta t)$.

E_{measured} — это энергия активации, которая равна наиболее высокой энергии активации того спектра, который рассчитан при замеренном (фактическом) уровне преобразованности органического вещества $\text{Tr}_{\text{measured}} = 85^* [\ln(Ro_{\text{measured}}) + 1.6]/3.7$, при том, что при этой энергии активации доля реализации соответствующего стехиометрического коэффициента X_{lo} принадлежит множеству {0.1–0.01}.

$E_{\text{activated}}(T, \Delta t)$ — это энергия активации, которая равна наиболее высокой энергии активации того спектра, который рассчитывается с учетом новых аргументов: палеотемпературы и длительности динамокатагенеза, а индекс трансформации которого берется равным замеренному. Другими словами, мы выбираем ту энергию активации, которая соответствует условию: если $\{1 - \exp[-A^* \exp(-E_i/RT)\Delta t]\} = \{0.1 - 0.01\}$ тогда $E_{\text{activated}}(T, \Delta t) = E_i$. Точность вычисления E_{stress} определяется шагом используемого кинетического спектра. Стандартный шаг в модели EasyRo составляет 2 ккал/моль. Однако, мы использовали пересчитанный на шаг 1 ккал/моль спектр EasyRo, таким образом, точность составила 1 ккал/моль.

Поскольку для оценки фактора динамокатагенеза мы применяем кинетические модели, в частности, модификацию модели «EasyRo», следует обратить пристальное внимание на продолжительность этого процесса, т.к. увеличение времени воздействия с 1 млн. до 10 млн. снижает энергию активации на среднюю величину — минус 2 ккал/моль. Вопрос остается дискуссионным. Мы предлагаем использовать для расчетов длительность процесса динамокатагенез не более 1 млн. лет, так в этот промежуток времени по геологическим данным происходят достаточно быстрые процессы складчатости, породы испытывают максимальный стресс и подвергаются эффекту наибольшего количества землетрясений.

В таблице 4.13 представлены максимальные значения параметра eS1 (палеостресс по приведенным на рис. 4.37 результатам геомеханической реконструкции), разница между рассчитанными и фактическими замерами ОСВ (по данным рис. 4.40 е), а также максимальные палеотемпературы (рис. 4.40 а) для одномерной проекции в районе Усть-Вилуйской скважины. Эти данные позволяют рассчитать E_{stress} для комплексов K_1, J_3, J_2 и J_1 , в которых наблюдается динамокатагенез.

Показанный подход определяет динамокатагенез как фактор, позволяющий достичь рассчитанной отражательной способности выше, чем это ожидается по значениям палеотемпературы. Для такого подхода не важно, когда именно возникает динамокатагенез, воздействует ли он на органическое вещество единожды в период наиболее сильной тектонической активности, либо же он имеет накопительный эффект. Главное, что он действует 1 миллион лет. Наиболее вероятно, что динамокатагенез в исследуемом районе проявился на время K_1 (после накопления раннемеловых отложений)

в верхней части разреза для пластов J_3 , K_1 и J_2 после (во время) основной фазы складчато-надвиговых движений в регионе на рубеже поздней юры и раннего мела (Япсакурт и др., 1980). Наиболее высокие значения палеотемператур восстановлены именно на этот период (рис. 4.42). С другой стороны снижение значений палеостресса (рис. 4.40 в) соответствует снижению аномалийности замеренных в Усть-Вилюйской скважине значений ОСВ (рис. 4.40 е).

Таблица 4.13

Параметры палеостресса, максимальной палеотемпературы и отражательной способности витринита (рассчитанные и замеренные) для оценки динамокатагенеза

Комплекс	Нижне-Вилюйская скважина (откалиброванная)		Усть-Вилюйская скважина						
	(замеренные и рассчитанные значения ОСВ, равные) R_o , %	Максим. палеотемпература ($^{\circ}$ C)	Рас-считан. R_o , %	Замерен. R_o , %	ΔR_o , %	Максим. палеотемпература ($^{\circ}$ C)	eS1 в конце K_1 , $\times 10^9$ Па	Max eS1, $\times 10^9$ Па	Рассчитанные E_{stress} (в конце K_1), ккал/моль
K_1	0.40	43	0.33→	0.59	0.26	37	8	8	5
J_3	0.50	72	0.50→	0.71	0.21	76	5	7	2
J_2	0.55	84	0.63→	0.75	0.12	93	4	9	1
J_1	0.60	93	0.69→	0.79	0.10	102	1	5	1
T_{2+3}	0.65	107	0.82	Нет данных	-	117	-	3	-
T_1	0.75	123	1.08	Нет данных	-	136	-	-	-

Так или иначе, в предшествующие периоды геологической истории в исследуемом регионе были и другие компрессионные события. Поэтому использован и другой подход для оценки динамокатагенеза за одно событие с максимальными значениями палеостресса. Этот подход предполагает эффект динамокатагенеза только в верхних частях осадочного чехла (верхних комплексов). Действительно, широко известно, что наибольшие современные стрессы замерены именно в верхнем слое литосферы от дневной поверхности до глубины 1–2 км. Однако температурные условия здесь являются холодными (до 40 °C). Данные, необходимые для расчетов E_{stress} в таком подходе, а также сами рассчитанные значения собраны в таблице 4.14. Данные составляют максимальные значения палеостресса eS1, которые отображены

на рис. 4.37, максимальные палеотемпературы, отображенные на рис. 4.42, указаны в скобках.

Проведенная оценка снижения энергии активации в результате механоактивации процессов преобразования витринита позволяет сделать вывод о том, что механодеструкция проходит независимо от термического фактора.

Таблица 4.14
Снижение энергии активации в результате динамокатагенеза

Время	конец K ₁ (112 млн. лет)		конец J ₃ (145.5 млн. лет)		конец J ₂ (161.2 млн. лет)		конец J ₁ (175.6 млн. лет)		конец T ₃ (199.6 млн. лет)	
комплекс	E _{stress} (ккал/ моль)	max eS1 (МПа)	E _{stress} (ккал/ моль)	max eS1 (МПа)	E _{stress} (ккал/ моль)	max eS1 (МПа)	E _{stress} (ккал/ моль)	max eS1 (МПа)	E _{stress} (ккал/ моль)	max eS1 (МПа)
K ₁	-5 (37°C)	800								
J ₃	-2 (77°C)	500	-8 (29°C)	700						
J ₂	-1 (93°C)	400	-6 (48°C)	500	-10 (20°C)	900				
J ₁	-1 (102°C)	100	-5 (58°C)	300	-8 (33°C)	400	-9 (23°C)	500		
T ₂₊₃	-	100	-	100	-	200	-	100	-	300

E_{stress} – вычисленные значения уменьшения энергии активации (в целом для спектра) в результате динамокатагенеза с учетом тепловой истории пород бассейна; в скобках – температура на момент проявления динамокатагенеза, знак «–» перед значением E_{stress} означает необходимость уменьшения каждого потенциала реакции (стехиометрический фактор) стандартного спектра пропорционально на вычисленную величину;

MaxeS1 – максимальные значения главного напряжения в зоне динамокатагенеза (по данным геомеханического моделирования).

Можно лишь предполагать, по какому из нескольких механизмов будет проявлен динамокатагенез, – с наибольшим уменьшением энергии активации в более ранних и «холодных» условиях, либо позже, при большем прогреве. Эксперименты Якутского филиала СО РАН (Черский и др., 1985) дают основание полагать преимущественное преобразование угля и керогенов различных типов из различных бассейнов при наложении упругих деформаций и высоких температур 60–70 °C. Результаты экспериментов Ю.А. Пецюхи и О.В. Селиванова (Petzoukh et al., 1990; Селиванов, 1991), а также наших собственных экспериментов, свидетельствуют о процессе, идущем при комнатной температуре. Обобщив имеющиеся данные, среднее значение E_{stress} принято равным -5 ккал/моль при температурах 50–70 °C. Решить проблему могут только будущие лабораторные исследования.

В отношении количественной оценки степени палеонапряжения по результатам геомеханической реконструкции необходимо отметить исключительную зависимость от качества подготовленного структурного разреза и способа палеоструктурного восстановления. Для полного анализа влияния данного параметра на локальный динамокатагенез на фоне регионального термического катагенеза необходима привязка в программе для бассейнового моделирования параметров палеотресса к энергиям активации кинетического спектра.

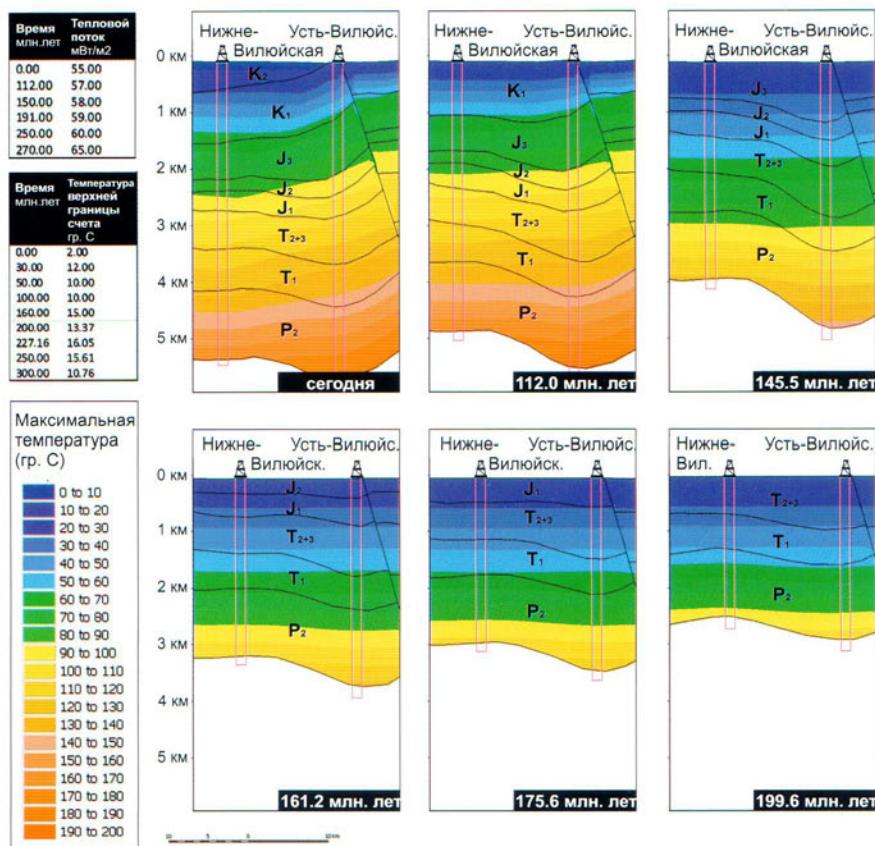


Рисунок 4.42. Термовая история (максимальные палеотемпературы) исследуемого участка между Нижне-Вилюйской и Усть-Вилюйской скважинами

Учитывая локальный динамокатагенез с уменьшением энергии активации на величину E_{stress} в стрессовых зонах, в компьютерной программе возможно использовать градиент уменьшения $eS1$ (полученный в результате геомеханических реконструкций) от оси концентрации по направлению релаксации в радиусе модельной аномалии. E_{stress} в зоне отсутствия высоких значений $eS1$

(отсутствия динамокатагенеза) уменьшается от вычисленных максимальных значений (см. табл. 4.13) до нуля. В дальнейшем, при получении большого количества данных по снижению энергий активации при различных структурных и сейсмогеологических условиях мы ожидаем возможность напрямую привязать значения палеостресса к кинетическим спектрам в каждой точке рассчитанной модели.

Показанная схема сочетания геомеханических реконструкций и кинетических расчетов представляет собой реальный инструмент для моделирования динамокатагенетической возбужденности недр в пределах существующих подходов в программных пакетах по моделированию УВ-систем.

В современной методике построения бассейновых моделей, из-за недочета влияния фактора динамокатагенеза, отметим возможное завышение значений плотности глубинных тепловых потоков, которые контролировали в прошлом прогрев осадочных толщ. Это значительно влияет на физико-химические параметры системы порода-флюид и, соответственно, протекание процессов миграции.

В настоящем исследовании проанализирован лишь один разрез в пределах одного бассейна. Полученных результатов недостаточно для окончательных выводов. Необходимы примеры применения данной методики в различных бассейнах. Но, что более важно, необходимы крупномасштабные экспериментальные исследования по определению кинетического спектра реакций преобразования ОВ материнских образцов со всего мира в деформированном и недеформированном состоянии. По сути, пиролитические исследования всех основных материнских свит в новом варианте с применением упругих деформаций и/или всестороннего сжатия образца. Элементом верификации могут стать дополнительные методы палеогеотермических исследований образцов пород. Например, методика декрипции и гомогенизации флюидных включений (Сианисян, 1993).

Динамика генерации УВ в технологии моделирования УВ-систем заложена в кинетических спектрах, рассчитанных по результатам пиролиза образцов НГМТ в различных бассейнах. До осуществления описанных выше исследований можно пользоваться существующими спектрами с вычетом E_{stress} , которое определяется по результатам геомеханической реконструкции. Для уточнения предложенной модели предстоит большая работа совместными усилиями различных научных коллективов многих стран.

Пример использования снижений энергий активации кинетического спектра миоценовых материнских пород для калибровки состава и размеров залежей нефтегазового месторождения (Западно-Кубанский прогиб)

Проведенные эксперименты по механоактивации керогенов и углей привели к пониманию, что динамокатагенез повышает не только преобразованность органического вещества, но и интенсифицирует нефтегазообразование. Следующий пример относится к одному из первых использо-

ваний предложенной модели снижения энергий активации для калибровки на реальном месторождении.

Месторождения южного борта Западно-Кубанского прогиба сформированы с участием динамокатагенеза нефтематеринских свит. Ниже приводится пример калибровки на залежи нефти и газа в пределах миоценовых коллекторов Кеслеровского месторождения. Модель месторождения на начало разработки приведена на рис. 4.43. Продуктивными на газ являются промысловые горизонты понта, продуктивны на нефть — горизонты меотиса и сармата.

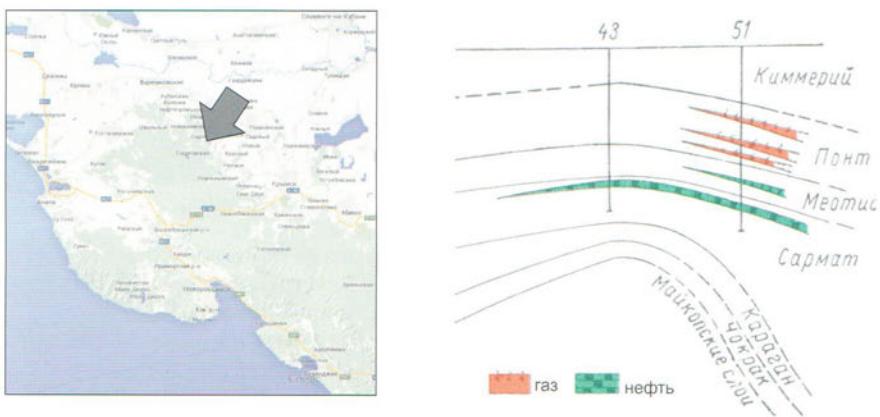


Рисунок 4.43. Геологический разрез Кеслеровского месторождения на начало разработки (Е.А. Щеряк, 1955 в Орел и др., 1958)

Нефть здесь малопарафинистая с высоким содержанием смол (Орел и др., 1958), это косвенно указывает на ранний возраст формирования. Без включения в бассейновую модель материнских свит чокрака и сармата, а также дополнительного преобразования этих НГМТ, майкопа и кумской свиты, симуляция насыщения углеводородами песчаных горизонтов указанных подразделений невозможна. С нашей точки зрения, это признак участия в нефтегазообразовании в пределах изучаемого района обогащенных органикой шельфовых глин чокрака и нижнего сармата.

Причем катагенетическое преобразование их не могло происходить под воздействием только термического фактора. В районе Кеслеровского диапира в конце эоцена, раннем майкопе и в плиоцене произошли тектонические события, приведшие к периодическому формированию интенсивного тектонического стресса. Испытание породой касательных и тангенциальных напряжений вызывает механохимические реакции преобразования органического вещества, которые проявлялись локально в зонах с наибольшей концентрацией палеостресса. Зная эти зоны по результатам геомеханической реконструкции, мы, пользуясь методикой представленной в работе (Астахов,

2014), оценили эффект воздействия тектонического стресса на генерацию УВ (рис. 4.44) из чокракских и нижне-сарматских глин. До пятидесяти процентов и более УВ этих залежей приходится на механоактивированное органическое вещество, в котором снижены псевдоэнергии активации всего спектра реакций на 6 ккал/моль по сравнению с неактивированным керогеном.

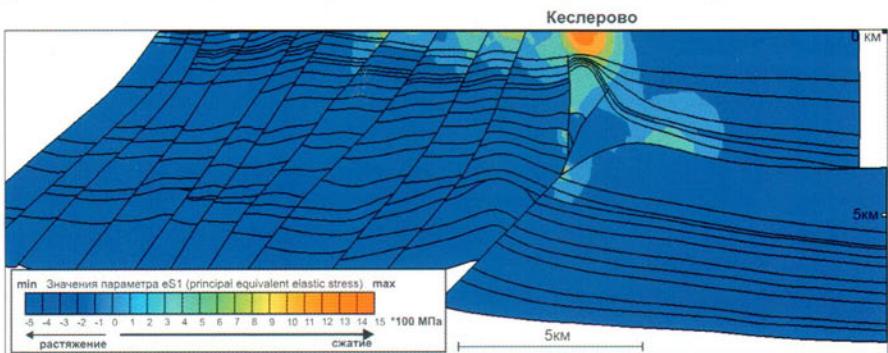


Рисунок 4.44. Аномалия параметра палеостресса на конец пункта, вызванная напряжением сжатия и последующим срывом по внутримайкопским разрывам (Астахов, публикуется впервые). Результат геомеханической реконструкции на понтическое по исходному геологическому разрезу, представленному на рис. 1.5 снизу. Структурная реконструкция представлена на рис. 1.7

В этом случае (при снижении энергий активации в сарматских и майкопских НГМТ) возможно формирование нефтяных залежей в миоценовых коллекторах (рис. 4.45 а, слева). На рисунке 4.45 а, справа красным выделены органофации со сниженными энергиями активации сарматских, чокракских, майкопских и кумских НГМТ в радиусе 2 км от Ахтырского разлома, что и позволило им стать источником новой залежи нефти в нижнем горизонте пункта, в отличие от модели без снижения энергий активации (рис. 4.45 б).

Примечательно, что при использовании четырехкомпонентной модели, внедренной специалистами Французского института нефти (Behar et al., 1997), углеводороды состоят преимущественно (на 70%) из тяжелых нефтяных компонентов (C_{15+}), что коррелируется с наблюдаемыми свойствами нефтей. Этот пример впервые показывает использование предложенной методики (Астахов, 2014) по снижению энергий активации в тектонически активных областях для построения достоверных моделей формирования месторождений нефти и газа. Если ставить цель смоделировать реально существовавшие на момент начала разработки (Орел, Шейгин, Левкин, 1958) газовые залежи пункта, то необходимо увеличить выход газообразных УВ в стандартном спектре керогена II типа в модели Behar et al., 1997, как показано на рисунке 4.46.

Таким образом, показано решение обратной задачи по калибровке кинетического спектра, характерного для сарматских НГМТ, если полагать, что доля их в газовых залежах пункта велика (до 50%).

В заключении сформулируем выводы исследования:

1. На основе фактических наблюдений степени ОСВ в тектонически напряженных зонах разработана теоретическая модель реализации механической энергии в кинетике процессов образования УВ. Схема подкрепляется конкретным материалом и наглядным примером применения методики в Предверхоянье и Вилуйской синеклизе, а также в Западно-Кубанском прогибе;

2. Использование предложенной схемы является обоснованным в областях непосредственного соседства (20–30 км, до 50 км) с горно-складчатыми сооружениями, областями сложного тектонического строения. Применение дополнительного механизма механохимических реакций для оценки ОСВ в крупных осадочных линзах спокойного тектонического режима не является обязательным условием, так как соблюдаются «нормальные законы» термодеструкции витринита (керогена) по хорошо изученным в прошлом веке советскими и западными учеными закономерностям.

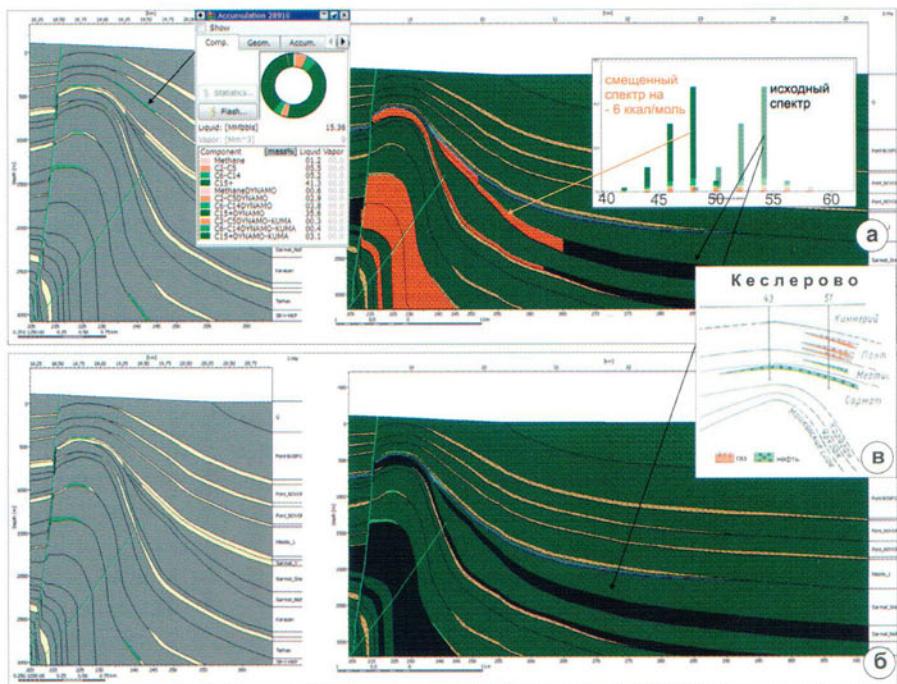


Рисунок 4.45. Использование органофаций со сниженными энергиями активации в районе аномалии палеостресса для адекватной калибровки модели и установления источника УВ Кеслеровского месторождения.

а) – использование сниженных энергий активации в органофациях механоактивированных НГМТ (красным); б) – модель без использования механокрекинга; в) – Геологический разрез Кеслеровского месторождения (по Е.А. Щеряк, 1955 в Орел и др., 1958).

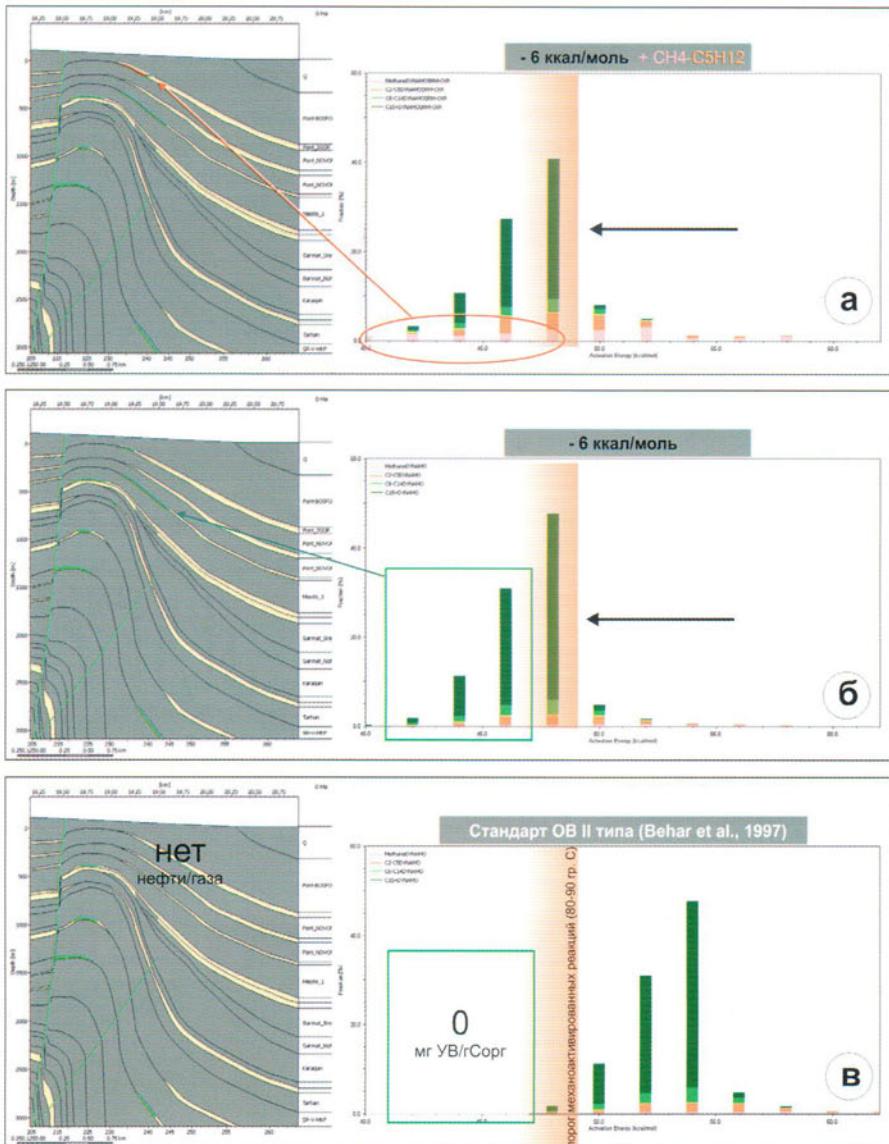


Рисунок 4.46. Решение обратной задачи для восстановления кинетического спектра реакций преобразования органического вещества кайнозойских НГМТ в пределах Кеслеровского месторождения (Астахов, публикуется впервые)

а) – Снижение энергий активации всего спектра на 6 ккал/моль и повышение доли газовых продуктов в интервале от 40 до 50 ккал/моль; б) снижение энергий активации всего спектра на 6 ккал/моль; в) – применение стандартного спектра для II типа OB (Behar et al, 1997). Слева – результаты моделирования для применения различных кинетических спектров в случаях а), б) и в).

4.6.2 СТАДИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Катагенетическая зональность разреза может определяться как по показателям преобразованности органического вещества, так и по матрице вмещающих пород. Новообразованные минералы и изменение структур — показатели стадиального анализа пород, позволяют верифицировать построения по ОВ. Таким образом, междисциплинарный подход (геохимия + литология) дает более достоверный результат.

Определение степени вторичных преобразований осадочной горной породы является важной задачей для различных направлений геологических исследований. В настоящем параграфе рассмотрен прикладной аспект этого вопроса для целей нефтегазовой геологии. Наиболее точным и распространенным методом определения стадии преобразования органического вещества является изучение отражательной способности витринита. Сопоставление этих данных с результатами стадиального анализа литогенеза породы позволяет существенно дополнить и подтвердить достоверность определения катагенетической преобразованности пород, а также выявить аномальные зоны, в которых преобразование минеральной части опережает преобразование органической или наоборот. Такие зоны представляют большой интерес для целей поиска УВ, так как могут сопровождаться улучшением коллекционских свойств породы. Зачастую такие изменения происходят в результате повышенного тектонического стресса. Многие исследователи связывают этот факт с усиленным геотермальным прогревом пород вдоль тектонических трещин, по которым поднимаются гидротермальные растворы. Не отрицая этот факт, авторы в настоящей работе проводят исследование с целью подтвердить важность воздействия тектонического стресса на степень катагенетической преобразованности пород, как наиболее важного фактора, наряду с температурой, статическим давлением и временем. Его воздействие происходит за счет механической раздробленности тектонически нарушенных пород, что усиливает скорость химических реакций и как следствие катагенетических преобразований. При изучении вторичных преобразований минеральной части породы мы получаем уникальную информацию о процессах, происходящих при образовании УВ, дополняем и уточняем результаты углепетрографических исследований, определяя стадии литогенеза для целей нефтегазовой геологии.

С помощью исследований в поляризационном микроскопе можно выявить постседиментационную стадийность преобразований породы, основными индикаторами которых, являются изменения, происходящие с породообразующими минералами, появление аутогенных образований и изменение структуры породы. Сравнение полученных результатов со степенью преобразованности ОВ углепетрографическими методами позволяет более полно восстановить историю преобразования породы. Важно учитывать тот факт, что в целом органическое вещество ископаемых углей изменяется быстрее, чем минеральные вещества осадочных пород. Для проведения подобных

Таблица 4.15

Стадии и параметры катагенетической преобразованности пород и органического вещества (Логвиненко, Орлова, 1987 с дополнениями Астаховой А.А., публикуется впервые)

Стадии и этапы	Марки угля	R ^o _{ин.} %	R ^o _{им.} %	10R в усл. ед.	Аутигенные минералы	Структуры	Пористость/ объемный вес %/kg/m ³
Логвиненко, Орлова, 1987	Неручев, Вассоевич, Лопатин, 1976	ГОСТ 21489- 76, 1976	Боч- карев, Боч- карев, 2006	5,8 5,8-6,6 6,7-6,9	каолинит, гидрослюдा 1M, монтморилонит, хлорит, цеолиты (нейландрит, аналь- цим), кальцит, опал-А, опал-СТ, кварц, гипс, галит, каинит	неизмененная оса- дочная, рыхлая и несцементирован- ная, стилолиты в карбонатах	40-20/ 1900-2300
Ранний катагенез	Прото- катагенез	ПК ₁ ПК ₂ ПК ₃	Бурый Мягкий Б ₁ Бурый Матовый Б ₂ Бурый Блестящий Б ₃	0,25-0,3 0,3-0,4 0,4-0,53	0,45 0,45- 0,60	каолинит, гидрослюдा 1M, монтморилонит, хлорит (0,7-нм), цеолиты (нейландрит, анальцим), кальцит, опал-СТ, кварц, галит, каинит, циозит, клиноциозит, турмалин, анатаз, гематит, фуксиг;	неизмененная оса- дочная, рыхлая и несцементирован- ная, стилолиты в терригенных породах
Средний катагенез	Мезокатагенез	МК ₁ МК ₂	Длиннопламен- ный Д Газовый Г	0,53- 0,65	70-76	а также: регенерация кварца, плагиоклаза и акцессорных минералов, замещение кварцев полевым шпатом, замещение эпидота и граната хлоритом, серicitизация цемента и об- ломочных зерен	20-10%/ 2300-2600

Поздний катагенез	МК ₃	Жирный Ж	0,85-1,2	0,85-1,15	83-90	каолинит (мало), гидрослюда 1M и пояление 2M, реликты монтморилонита, хлорит хлориты (1,4-нм), цеолиты (ломонгт), скеллит, кальцит, кварц аутигенные опал, халиедон, серпентит, 14Α ² -хлорит (политип I _B , альбит, эпидот (циозит), сфеен, анатаз (брекит), цеолиты (анальдим), диккит.	регенерационная, микростилолитовая в терригенных породах, растворение-ния под давлением конформная, инкорпорационная	10-4%/ 2600-2650
	МК ₄	Коксовый К	1,2-1,5,5	1,15-1,55	91-97	монтморилонита, хлориты (ломонгт), скеллит, кальцит, кварц аутигенные опал, халиедон, серпентит, 14Α ² -хлорит (политип I _B , альбит, эпидот (циозит), сфеен, анатаз (брекит), цеолиты (анальдим), диккит.		
Ранний метагенез	МК ₅	Отощенно-спекающийся ОС	1,55-2,05	1,55-2,00	98-107	реликты каолинита и монтмориллонита, гидрослюда 1M, диккиты, цеолиты (пренит, пумпеллит), хлорит, альбит, эпидот (мало)	регенерационная, стигматитовая, мозаичная, «бородатые» зерна кварца, кливаж, кристаллическо-зернистая а также: Рекристаллизационный блестез и пластические деформации	4%/ 2650-2690
	АК ₁	Тоций Т	2,05-2,5	2,00-2,50	108-129	реликты каолинита и монтмориллонита, гидрослюда 1M, диккиты, цеолиты (пренит, пумпеллит), хлорит, альбит, эпидот (мало)		
Поздний метагенез	АК ₂	Полуантрацит ПА	2,5-3,5	2,50-3,50	130-138	гидрослюда 2M, серпентит-мусковит (2M1) пирофиллит, хлорит, магнезиальный цеолиты замещаются на альбит и эпидот, появление стилюномелана, появление графита	шиповидная, мозаичная, стилолитовая, сергратионно-линзовидная, кливаж, «бородатые» зерна кварца, кристаллическо-зернистые и блестевые а также: Рекристаллизационный блестез и пластические деформации	3-2,7%/ 2690-2710
	АПОКАТАГЕНЕЗ	АК ₃	Антрацит А1-А3	3,5-6,0	3,50-5,00	139-150		

исследований за основу берется таблица 4.15, в которой отражены стадии катагенетической преобразованности породы, проявленные как в ОВ, так и минеральной части породы, с указанием основных признаков для их определения (Логвиненко, Орлова, 1987 с дополнениями Астаховой А. А., публикуется впервые). Опорные структуры пород для основных стадий катагенеза представлены на рис. 4.47.



Рисунок 4.47. Основные структуры пород для стадий преобразования органического вещества на примере углефикации

При диагенезе осадок переходит в литифицированную породу, происходит обезвоживание и уплотнение. При катагенезе продолжается уплотнение осадочных пород. Но темп уплотнения замедляется, а сам процесс уплотнения меняется. Преобладание механических изменений сменяется преобладанием физико-химических и химических. Усиливается взаимодействие между минералами пород и поровыми водами. Замедление скорости уплотнения также связано с цементацией.

Важно учитывать, что процессы, происходящие в осадочных породах континента и океана различны на каждой стадии преобразования от седиментогенеза до метагенеза. Это отражается на структуре, составе и скорости преобразования пород. Породы в зоне катагенеза океана заметно меньше уплотнены, чем на континентальном блоке. В песчаниках и алевролитах в зоне катагенеза океана, залегающие на глубине 1000–1200 м от поверхности дна, обломочные зерна не соприкасаются друг с другом или имеют точечные контакты. Породы имеют базально-поровый цемент. Растворения полевых шпатов и кварца под давлением, как правило, нет. Наблюдается только незначительная коррозия на контакте с карбонатным и сульфатным цементом. В обломочных породах не встречаются микростилолитовые сочленения зерен и стилолитовые швы вследствие низкого литостатического давления. Раздробленность зерен характерна для зон субдукции.

Для полевых шпатов характерна серicitизация плагиоклазов, а также образование цеолитов и альбита по основным плагиоклазам. Цветные слюды подвергаются гидратации с образованием гидрослюды и выносом титана, железа, щелочных металлов, а также хлоритизации. По пироксенам образуются смектиты и оксиды железа. Роговая обманка замещается хлоритом. По вулканическому стеклу образуются цеолиты и смектиты.

Карбонатные органические остатки мела и известняков подвержены перекристаллизации и замещению другими минералами. Кремнистые органические остатки, состоящие из опала, последовательно замещаются опал-кристобалитом, халцедоном, кварцем. В карбонатных породах радиолярии замещаются зернистым кальцитом. Гидрослюдизация монтмориллонита, характерная для позднего катагенеза и раннего метагенеза континентальных пород, в океанских породах проявляется относительно слабо.

В поровых водах океанических пород на глубине 500–600 м от поверхности дна, где содержание кальция в 5–6 раз больше, чем в поровых водах осадков, и достаточно натрия, создаются благоприятные условия для синтеза цеолитов. В обломочных породах распространены карбонатные и сульфатные (гипс, ангидрит) цементы. Параллельно с цементацией может идти десицементация.

Важно учитывать факт, что катагенетические преобразования осадочной породы представляют собой результат совокупного проявления множества разных по своей генетической природе, и не всегда синхронных, глубинных и экзогенных процессов. Все они взаимосвязаны и взаимообусловлены в пределах единой стадии породообразования.

Помимо термобарических и гидрохимических условий катагенеза, очень многое зависит от исходного минерального состава осадка, от его изначальных текстурно-структурных особенностей, определяемых конкретными условиями седиментации, от количества и компонентного состава рассеянного в осадке органического вещества и от тектонического режима в данном осадочном бассейне.

Многофакторность катагенеза чрезвычайно затрудняет разработку критериев для распознавания рубежей и моментов его начала и завершения. Ка-

тагенезом называется стадия изменений вещественного состава и структуры осадочных отложений в стратисфере при повышенных давлениях в диапазоне от 10 до 200 МПа и температурах от 25 до 200 °C (± 25 °C), в присутствии и при активном участии подземных вод и (или) поровых растворов.

Таким образом, стадия катагенеза характеризуется комплексом не универсальных различий. Они зависят от состава и строения конкретной осадочной толщи, однако обычно включают некоторые общие признаки. К ним относятся: 1) превращение всех глин в неразмокающие в воде аргиллиты, 2) трансформация большинства смектитовых компонентов в хлоритогидрослюдистые или гидрослюдистые, 3) совершенствование кристаллической структуры у значительной части аутигенной гидрослюды (начало смены политопов 1 M на 2 M), 4) массовое развитие конформных или инкорпорационных структур гравитационной коррозии обломочных частиц во многих разновидностях песчаников, и др.

Многие минеральные преобразования осадочной породы происходят постепенно и могут быть растянуты на несколько стадий, начинаться или заканчиваться раньше, чем отражено в таблице 4.15 в результате многих факторов, о которых было сказано выше. В то же время существуют процессы, которые достаточно четко маркируют определенные стадии.

Исследования по трансформации глинистых минералов в процессе уплотнения и дегидратации показали, что с ростом глубины захоронения кристаллическая решетка монтмориллонита изменяется от разбухающей до неразбухающей. Следовательно, ту глубину, где исчезает монтмориллонит, можно рассматривать, как некий маркирующий уровень. Индикаторами начального этапа стадии глубинного катагенеза являются диккит, высокотемпературный кварц, С-Т — опал и халцедон, а также вторичные альбит и адуляр. Индикаторами стадий регионального катагенеза, по данным (Коссовская, Шутов, 1976; Симанович, Тучкова, 2010), могут также выступать и структурные трансформации минералов обломочного каркаса и цемента пород. Укрупненно схема трансформации минералов в ходе диагенеза-катагенеза-метагенеза представлена на рис. 4.48.

Важным фактором изменяющим закономерность катагенетического преобразования ОВ и минеральной части осадочной горной породы является тектонический стресс. Этот вопрос изучался многими исследователями (Трофимук и др., 1982; Черский и др., 1985; Пецюха, 1985; Селиванов, 1991; Резников, Сианисян, 1991; Бочкарев, Бочкарев, 2006; Cao et al., 2007; Астахов, 2014). Как видно из таблицы, начальный катагенез отчасти коррелируется со стадией бурых углей, средний катагенез — приблизительно со стадиями длиннопламенных и отчасти газовых углей, поздний — с марками газовых, жирных и коксовых углей. Но данная корреляция действительна в основном для тех тектонических впадин, которые непрерывно погружались на протяжении всего их существования. Для бассейнов породообразования, подвергавшихся тектоническим инверсиям, а тем более складчатости, она заметно нарушается.

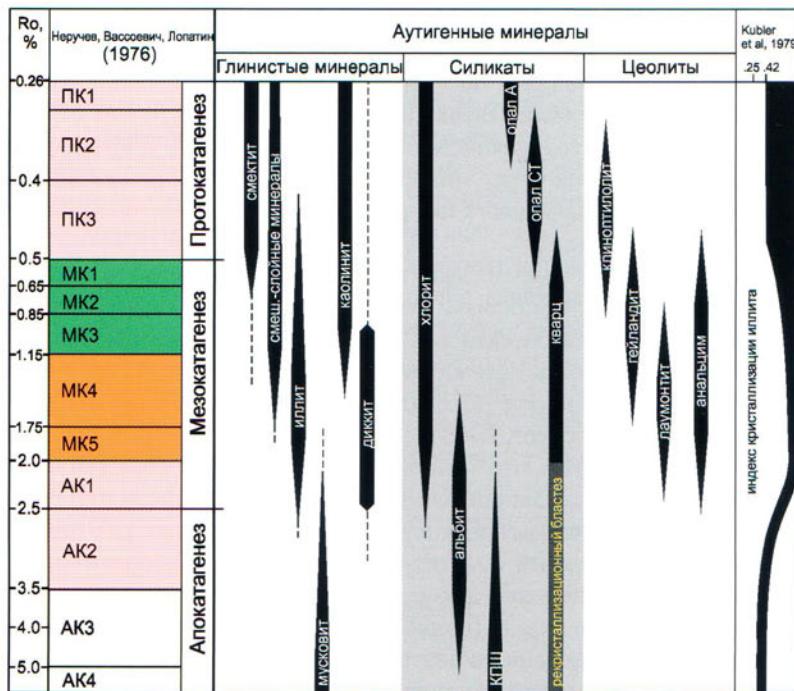


Рисунок 4.48. Укрупненная схема трансформации минералов при диагенезе-катагенезе-метагенезе.

(Frey et al., 1980; Heroux et al., 1979, Резников, 2008 с изменениями)

Как указывали ранее А.Г. Коссовская и В.Д. Шутов (1976), в тектонически активных зонах степень изменения ОВ не совпадает с фоновыми катагенетическими изменениями алюмосиликатных пород. В связи с этим, с помощью геохимических и литолого-минералогических исследований можно выявить и оконтурить эти «аномальные» пятна или участки. Также Резниковым А.Н. (2008) рассчитаны уравнения регрессии для оценки выхода возрожденной воды при трансформации смектита в иллит. Выводы указывают на то, что первостепенное значение принадлежит динамокатагенетическому фактору, геотермический фактор существенно стимулирует обезвоживание набухающих глинистых минералов, а литобарический — тормозит этот процесс.

При входжении системы в еще более напряженные термобарические условия (глубже изотерм 250 °C и давления свыше 200 МПа) элизионный режим гидрохимических процессов сменяется диффузионно-метасоматическим. В этих напряженных термобарических условиях литогенетические процессы становятся качественно другими. Там, где уплотнение пород практически достигло предела, и система взаимосвязанных пор исчезла, начинается господство химических реакций между минеральными частицами в твердом состоянии, в том числе активизируется диффузия ионов к гра-

ницам этих частиц. Происходят массовое окварцевание либо альбитизация периферийных участков зерен полевых шпатов, полное разрушение (серicitизация, хлоритизация и др.) терригенного биотита. Появляются ветвистые швы гидроразрывов. Возникают принципиально новые структуры: рекристаллизационно-грануляционного бластеза кварца, дифференциального скольжения линзовидных микроблоков из крепко сцепленных обломков и косо направленных к их краям вrostков серicitоподобной гидрослюды политопа 2 М.

Главным условием дискретных процессов метагенеза и следующих за ним проявлений метаморфизма горной породы служат: подъем геоизотерм и градиент литостатических давлений больше поровых давлений, обеспечивающий возможность интенсивного оттока флюидов из этой системы в вышележащие толщи пород. Абсолютная глубина погружения толщи пород значения не имеет (Япаскурт, 2008).

В заключении отметим, что катагенетический процесс пород может быть зафиксирован в преобразовании некоторых минералов и эволюции структур. Ряд температурно-зависимых реакций происходит в кремнистых минералах: каолинит переходит в диккит, смектит в иллит, процессы хлоритизации. Кюблером предлагалось использование количественного параметра, отвечающего за кристаллизацию иллита (ширина пика, деленная на половину высоты) на дифрактограммах по данным рентген-структурного анализа (Kubler et al., 1979). Исчезновение смектита коррелируется с началом катагенеза.

Таким образом, для установления катагенетической зональности изучаемого разреза необходим совместный анализ образцов пород методами углерод-петрографии и стадиального анализа.

4.6.3 ДЕКРИПТАЦИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Исследование данных декрипции флюидных включений может быть использовано для палеогеотермических исследований. Методика термобарогеохимических исследований подробно описана в специальных работах (Труфанов и др., 2008, Сианисян, 1994).

Под включениями понимается всякий участок в теле минерала, герметически изолированный и имеющий с ним фазовую границу. Внутри включения сохраняется материнское вещество, из которого образовался сам кристалл. Преимущество использования метода заключается в том, что по одному образцу, т. е. в одной и той же точке разреза представляется возможным получить информацию о максимальном прогреве, давлении, химическом, газовом, изотопном составе "законсервированного" флюида, а также условиях кристаллизации и перекристаллизации минералов осадочных пород. Особое значение эти исследования приобретают, когда другие методы в силу каких-либо причин не могут быть использованы (Сианисян, 1994).

Декриптограмма представляет собой отражение динамики газовыделения в зависимости от изменения температуры. Причем детектором по теп-

лопроводности фиксируется любое изменение в ваккуме, то есть любой, выделяющийся из образца газ, будь то углеводородный или нет (серово-водород, диоксид углерода, вода и др.). Как правило, на всех декриптограммах осадочных пород выделяются три характерных пика (Сианисян, 1994): первый — низкотемпературный в интервале 60–120°, среднетемпературный — 160–250° и высокотемпературный — 360–400° и выше. Низкотемпературный пик отвечает удалению поровой, физически связанной воды и декрипции вторичных газово-жидких включений. Высокотемпературный пик, характерный в основном для карбонатных пород, связан главным образом с термическим разложением минералов. Наибольший интерес представляют результаты исследований первичных включений, которым соответствуют среднетемпературные максимумы декриптограмм (рис. 4.48). Образцы могут представлять собой либо керновый материал, либо минералы и породы из обнажений, но не подверженные эрозии. Результаты выполненных исследований, как правило, представляются в виде графиков изменения палеотемператур в зависимости от возраста (глубины залегания) пород (рис. 4.49), палеогеотермических разрезов и палеогеотермических карт.

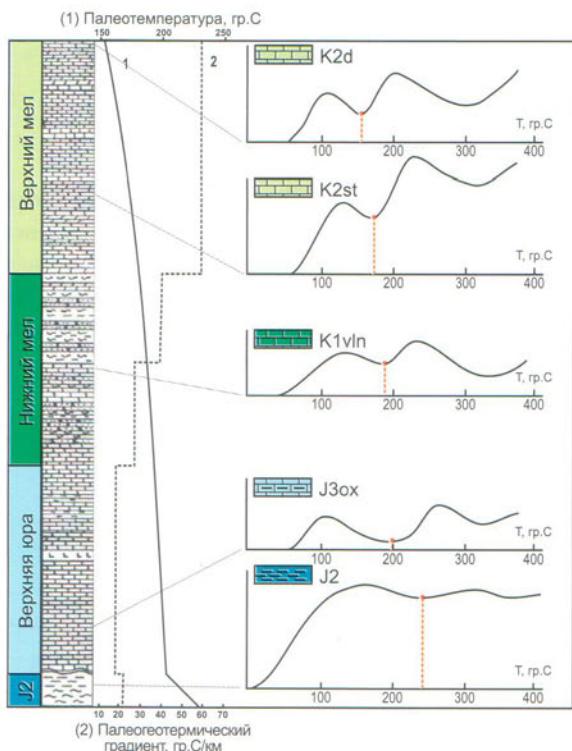


Рисунок 4.49. Палеотемпературный разрез (справа) мезозойских отложений

Черногорской моноклинали Северо-Восточного Кавказа, составленный по результатам декрипции флюидных включений (слева) (Сианисян, 1994)

Нами исследовались флишевые отложения Северо-Западного Кавказа на участке Дюрсо-Южная Озереека протяженностью 5 км (рис. 4.50) для установления возможности использования методов декрипции флюидных включений для целей палеогеотермии в пределах ограниченных по распространенности отложений. Здесь обнажаются породы палеоцен-маастрихтского возраста. Дополнительным вызовом являлись прогнозные низкие палеотемпературы для исследуемого разреза — до 100 °С.



Рисунок 4.50. Фрагмент геологической карты L-37-XXXII с точками отбора образцов

На рисунке 4.51 представлены декриптограммы образцов (мергели), отобранных в береговых обнажениях от п. Ю. Озереевка до п. Дюрсо. На декриптограммах выделяются несколько пиков, ответственных за группы газожидкостных включений. В таблице 4.16 представлены температуры начала и максимума газовыделения во втором и третьем пиках, уверенно выделяемых на большинстве декриптограмм.

Таблица 4.16
Результаты декрипции флюидных включений
палеоцен-маастрихтских пород участка Ю. Озереека-Дюрсо.

Образец	Температура, °С			
	Начала пика T2	Максимума пика T2	Начала пика T3	Максимума пика T3
1	80	90	340	400
2	нет пика	Нет пика	330	420
3	60	100	340	420
4	60	90	380	440
5	60	90	360	440
6	70	80	380	460
7	80	100	380	440
8	60	80	380	440
9	нет пика	Нет пика	400	460

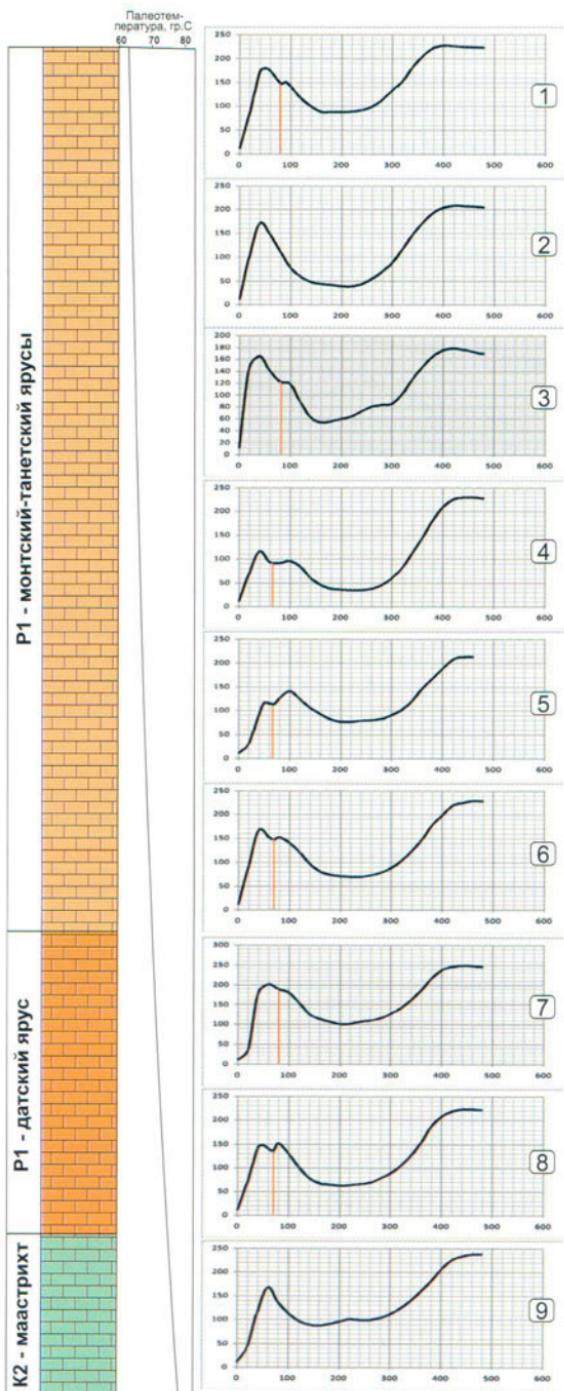


Рисунок 4.51. Декриптограммы палеоцен-маастрихтских пород участка Ю. Озере́йка – Дюрсо

Наиболее наглядно увеличение температур декрипции видно на при-
мере третьего пика. Температурный диапазон начала декрипции группы
включений, соответствующей второму пику на декриптограммах (рис. 4.52,
табл. 4.16) составляет от 60 до 80 градусов и находится в тренде увеличе-
ния при переходе к более древним отложениям. Этим обстоятельством под-
тверждается возможность использования декрипции для целей палеогео-
термии даже в таком крупном масштабе.

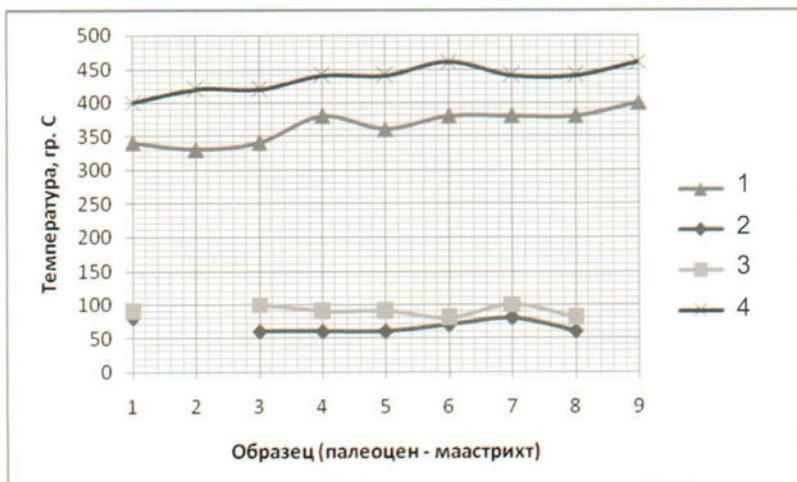


Рисунок 4.52. Результаты декрипции флюидных включений
палеоцен-маастрихтских пород участка Ю. Озерейка-Дюрсо

Условные обозначения к рис. 4.52:

- 1 – начало пика Т3 на декриптограммах;
- 2 – начало пика Т2 на декриптограммах;
- 3 – середина пика Т2 на декриптограммах;
- 4 – середина пика Т3 на декриптограммах.

Приложение А

Методы оценки генерационно-эмиграционных параметров

Программные средства по моделированию углеводородных систем используют различные подходы к расчету генерационно-эмиграционных параметров НГМТ. Так как основная масса программных продуктов создана в западных коллективах (Германия, Франция, Америка, Англия, Канада, Италия, Норвегия), их оценки строились на кинетическом подходе (Тиссо и Вельте, 1981). Однако в нашей отечественной научной школе был развит балансовый подход (Неручев и др., 2006), который также представляет возможности для формализации и включения в алгоритмы программных продуктов. После признания фактора динамокатагенеза А. Н. Резников создал и опробировал геосинергетический метод оценки начальных суммарных ресурсов на базе разделения бассейнов на типы по геодинамической возбужденности (Резников, 2008). Последним достижением является механизм снижения энергий активации для использования кинетического подхода в условиях динамокатагенеза (Астахов, 2014).

Цель расчета генерационных параметров — определить количество углеводородов, которое генерируется из материнских пород для дальнейшего задания количественных характеристик миграции в коллекторы. Генерация — это количество углеводородов, которое сгенерировалось в материнских породах и еще не эвакуировано из них. А эмиграция — это количество УВ, которое из них эвакуировано к определенному моменту времени.

Для оценки генерационно-эмиграционных параметров используются 4 различные методики:

- Балансовый подход (Неручев и др., 2006)
- Геосинергетический подход (Резников, 2008)
- Кинетический подход (Тиссо и Вельте, 1981)
- Кинетический подход (в условиях динамокатагенеза, Астахов, 2014)

Балансовый подход (Неручев С.Г.)

Моделируемые параметры:

$q_{\text{ген}_n}^{\text{ген}}$ (суммарная плотность генерации нефти, [т/км²]),

$q_{\text{ген}_g}^{\text{ген}}$ (суммарная плотность генерации газа, [млрд м³/км²]),

$q_{\text{эм}_n}^{\text{эм}}$ (суммарная плотность эмиграции нефти, [т/км²]),

$q_{\text{эм}_g}^{\text{эм}}$ (суммарная плотность эмиграции газа, [млрд м³/км²])

Входные данные пользователя:

Сорг (содержание органического углерода, [%]),

Тип ОВ (I-II тип / III тип / расчет соотношения между ними / окисиорбо-сапропелевый)

База данных программы:

Таблица генерации и эмиграции нефти и газа в катагенезе (табл. А.1)

Основные формулы для расчета:

Суммарная плотность генерации нефти ко времени t:

$$q_{\text{ген}_n}^{\text{ген}} = C_{\text{опр}} * \rho * \Delta Z * K_{\text{ген}_n}^{\text{н}} * 10^6 / C_r * M_{\text{ост}} \quad (\text{A.1})$$

Суммарная плотность генерации газа ко времени t:

$$q_{\text{ген}_g}^{\text{ген}} = C_{\text{опр}} * \rho * \Delta Z * K_{\text{ген}_g}^{\text{н}} * 10^9 / C_r * M_{\text{ост}} \quad (\text{A.2})$$

Суммарная плотность эмиграции нефти ко времени t:

$$q_{\text{эм}_n}^{\text{эм}} = C_{\text{опр}} * \rho * \Delta Z * K_{\text{эм}_n}^{\text{н}} * 10^6 / C_r * M_{\text{ост}} \quad (\text{A.3})$$

Суммарная плотность эмиграции газа ко времени t:

$$q_{\text{эм}_g}^{\text{эм}} = C_{\text{опр}} * \rho * \Delta Z * K_{\text{эм}_g}^{\text{н}} * 10^9 / C_r * M_{\text{ост}} \quad (\text{A.4})$$

ΔZ – мощность материнского слоя на момент расчета.

$K_{\text{ген}_n}^{\text{н}}, K_{\text{ген}_g}^{\text{н}}, K_{\text{эм}_n}^{\text{н}}, K_{\text{эм}_g}^{\text{н}}$ – коэффициенты генерации и эммиграции газа и нефти зависят от значения Ro, которое рассчитывается на каждый момент времени t (данные по коэффициентам берутся из таблицы А.1, согласно определенному типу керогена). $M_{\text{ост}}$ – остаточная масса УВ, C_r – содержание общего углерода на данной стадии катагенеза, ρ – плотность материнских пород.

Информация, характеризующая генерацию и эмиграцию нефти и газа из различных генетических типов керогена по результатам работ Неручева С.Г. (Неручев и др., 2006) собрана в единой таблице ($K_{\text{ген}}$ и $K_{\text{эм}}$ можно экстраполировать между значениями и промежутками Ro):

Таблица А.1

Конец града- ции Карага- неза	Ro	Генерация и эммиграция компонентов к концу этапа										C, %	M _{occ} , %
		Нефть, K _{неф} % от исх. ОВ	K _{неф} % от исх. ОВ	УГаз, K _{угаз} % от исх. ОВ	K _{угаз} % от исх. ОВ	CO ₂ , % от исх. ОВ	H ₂ S, % от исх. ОВ	NH ₃ -N ₂ , % от исх. ОВ	H ₂ O, % от исх. ОВ				
ДГ	< 0.25	0	0	0	0	0	0	0	0	58.9	100	69.09	
ПК	0.25-0.53	0	0.5	0.91	0.455	24.35	0.35	4.21	1.1	71	54	54	
MK1	0.53-0.65	8.2	2.96	0.91	0.91	29.6	1.45	4.6	1.25	76.5	32.5	32.5	
MK2	0.65-0.85	28.24	23.092	1.33	1.33	29.6	2.25	4.6	1.5	78.6	27	27	
MK3	0.85-1.2	28.24	4.0	4.0	31.8	2.55	4.8	1.7	82.2	20.5	20.5		
MK4	1.2-1.55	28.24	25.916	4.5	4.5	32.7	2.60	4.8	1.7	81.5	24.3	24.3	
MK5	1.55-2.05	28.24	4.8	4.8	33.3	2.65	4.91	1.8	81.3	22.0	22.0		
AK1	2.05-2.5	28.24	27.328	6.3	6.3	33.45	2.95	4.95	2.1	84.3	20.5	20.5	
AK2	2.5-3.5	28.24	27.328	6.7	6.7	34.15	3.25	5	2.2	88.2	19	19	
AK3	3.5-6.0	28.24	27.328	7.2	7.2	34.5	3.40	5	2.65	94.5	17.52	17.52	
AK4	6.0-11	28.24	27.328	7.55	7.55	34.95	3.5	5.1	3.15	100	63.41	63.41	
ДГ	< 0.25	0	0	0	0	0	0	0	0	58.9	60.26	60.26	
ПК	0.25-0.53	0.6	0.06	1.55	1.55	16.15	0.8	0.15	2.3	76	58.36	58.36	
MK1	0.53-0.65	1.64	0.492	2.35	2.35	20	0.85	0.3	3.5	79.4	55.21	55.21	
MK2	0.65-0.85	1.64	1.312	3.03	3.03	25.8	1.52	0.35	4.25	84.8	52.76	52.76	
MK3	0.85-1.2	1.64	4.15	4.15	26.4	1.65	0.4	5.5	88.3	50.41	50.41		
MK4	1.2-1.55	1.64	1.476	4.85	26.4	1.65	0.68	6.49	90	93.5	93.5		
MK5	1.55-2.05	1.64	5.7	5.7	26.4	1.65	0.7	6.65	90.6	94.8	94.8		
AK1	2.05-2.5	1.64	1.558	7.75	7.75	26.4	1.65	0.7	6.65	91.6	99.5	99.5	
AK2	2.5-3.5	1.64	1.558	8.85	8.85	27.2	1.8	1	6.76	93.5	99.5	99.5	
AK3	3.5-6.0	1.64	1.558	10.5	10.5	27.5	2	1.1	6.95	94.8	99.5	99.5	

	AK4	6.0-11	1.64	1.558	15.27	15.27	27.5	2.54	1.75	7.12	100	44.17	
	ДГ	< 0.25	0	0	0	0					58.9	100	
(Keprereh cmeuahoro DB)	ПК	0.25-0.53	2.8	0.28	1	1					73.5	73.7	
	MK1	0.53-0.65	4.92	1.476	1.63	1.63					77.95	62.68	
	MK2	0.65-0.85	14.94	11.946	2.18	2.18					81.7	47.96	
	MK3	0.85-1.2	14.94	14.592	4.675	4.675					85.25	43.63	
	MK4	1.2-1.55									85.75	41.93	
	MK5	1.55-2.05	14.94	14.932	7.025	7.025					85.95	40.73	
	AK1	2.05-2.5									87.95	38.6	
	AK2	2.5-3.5	14.94	14.932	7.3	7.3					90.85	36.46	
	AK3	3.5-6.0	14.94	14.932	8	8					94.65	34.7	
	AK4	6.0-11	14.94	14.932	9	9					100	30.85	
	ПК2	0.3	0	0	0	0	0	0	0		76.5	100	
	MK1	0.53	0.55	0.165	0.9	0.9	0.95	0.97			78	93.37	
	MK2	0.65	4.33	3.464	3.91	3.91	1.98	1.85			80	81.74	
	MK3	0.85	6.25		5.12	5.12	2.43	2.98			80	70.39	
	MK4	1.2	6.25		5.938	5.28	5.28	2.44	4.68			81.6	69.01
	MK5	1.55	6.25			6.28	6.28	2.72	5.12			83	66.69
	AK1	2.05	6.25			8.12	8.12	3.15	5.66			85	64.96
	AK2	2.5	6.25			9.66	9.66	3.65	6.05			87	60.44
	AK3	3.5	6.25			10.56	10.56	3.78	6.3			88	58.94

Методы оценки генерационно-эмиграционных параметров

Как видно из таблицы А.1, ключевой параметр для расчета — степень катагенеза, выраженная в значениях отражательной способности витринита. При наличии фактических данных по скважинам необходимо калибровать на них рассчитанные Ro в межскважинном пространстве разреза или трехмерного куба бассейна. Для расчета Ro используется модель под названием EasyRo (Sweeney, Burnham, 1990). Суть ее заключается в расчете интегрального выхода продуктов реакций преобразования материнской свиты. Используется кинетика химических реакций в зависимости от температуры и энергии активации на момент времени.

Формулы для расчета:

$$Ro = \exp(-1.6 + 3.7Tr(t)) \quad (A.5)$$

$$Tr(t) = \sum_i^n X_{i_0} (1 - \exp(-\int_{t_0}^t K_i(t') dt')) \quad (A.6)$$

$$K_i(t') = A * \exp(-E_i / RT(t')), \quad (A.7)$$

где:

dt' — для наглядности расчетов берется изотермический интервал при $dt' = \Delta t = t - t_0$;

K_i — скорость реакции в интервале Δt , c^{-1} ;

R — универсальная газовая постоянная (8.314 Дж/К*моль);

$Tr(t)$ — весовая доля продуктов реакций ко времени t ;

i — номер набора реакций с одной энергией активации E_i ;

E_i — энергия активации i -ого набора реакций;

X_{i_0} — стехиометрический фактор i -ого набора реакций (весовая доля продукта i -ого набора реакций);

T — температура расчетной ячейки для t' ;

Ro — отражательная способность витринита, %;

A — предэкспоненциальный фактор, c^{-1} .

Пояснения. Искомая величина здесь — Ro, она вычисляется с помощью коэффициента трансформации TR (t). Коэффициент трансформации определяет долю преобразованного витринита, которая успела израсходоваться на протекание реакций деструкции ко времени расчета. Чтобы узнать эту величину, нужно проинтегрировать небольшие вклады каждой реакции (X_{i_0}) на протяжении всей истории погружения и прогрева витринита. Чтобы это сделать, опять же, надо знать скорость протекания реакций, которая рассчитывается по формуле А.7. Скорость зависит от температуры T и энергии активации E_i (A и R это постоянные). Температуру мы знаем на каждый период времени (из расчетов на предыдущем этапе, раздел "Температура", параграф 3.1). А энергия активации и соответствующая ей весовая доля продуктов реакции берется из таблицы А.2 (кинетический спектр преобразования витринита).

Таблица А.2

Кинетический спектр созревания витринита в модели EasyRo
(Sweeney, Burnham, 1990)

i	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
E_i	34	36	38	40	42	44	46	48	50	52	54	56	58	60	62	64	66	68	70	72
X_{i_0}	3	3	4	4	5	5	6	4	4	7	6	6	6	5	5	4	3	2	2	1

Для расчета Ro в условиях прогнозируемого или установленного проявления динамокатагенеза необходимо использовать адаптированную модель EasyRo (см. параграф 4.6.1). После проведения геомеханической структурной реконструкции изучаемого бассейна (блока) вычисляется параметр E_{stress} , представляющий собой запас потенциальной энергии, накопленной органическим веществом (витринитом) при упругих деформациях вызванных тектоническим стрессом. Он выражается в единицах энергии активации в ккал/моль. Из каждой энергии активации спектра EasyRo вычитается значение E_{stress} , таким образом ускоряя катагенез в отдельно оконтуренном блоке (вручную или по данным геомеханической реконструкции).

Формулы для расчеты те же, кроме константы скорости реакции:

$$K(t') = A * \exp(-(E_i - E_{stress}) / RT(t')). \quad (\text{A.8})$$

После этой процедуры рассчитываются значения Ro для любой точки скважины — разреза — куба для каждой отметки времени в прошлом. В соответствии с этими значениями, используются данные таблицы А.1 генерации и эмиграции нефти и газа в катагенезе (Неручев и др., 2006) — высчитываются суммарные плотности генерации и эмиграции для материнских свит.

Также заметим, что представленные в таблице данные по генерации CO_2 и H_2S могут быть использованы для расчета их содержания в залежах (после расчетов миграции в среде), что бывает полезно для оценки коммерческой целесообразности некоторых проектов.

Геосинергетический подход (Резников А.Н.)

Геосинергетический подход основан на оценке комплексных показателей нефтегазовой системы, контролирующих ее развитие. Методика оценки потенциала генерации и эмиграции строится на базе геодинамической классификации блоков земной коры (Резников, 2003; Резников, 2008). Методика инкорпорирует влияние тектонодинамического фактора (динамокатагенеза) на генерацию и эмиграцию углеводородов из нефтегазоматеринских свит.

Моделируемые параметры:

εt (экспоненциальная геохронотерма, [усл. ед.]),

D (условный показатель динамокатагенеза, [усл. ед.]),

$\Pi_{\text{эм}}^g, \Pi_{\text{эм}}^n$ (потенциалы эмиграции газа, нефти, [мгУВ/гСорг]),

Методы оценки генерационно-эмиграционных параметров

$q_{\text{эм}}^{\text{н}}$ (суммарная плотность эмиграции нефти, [$\text{т}/\text{км}^2$]),
 $q_{\text{эм}}^{\text{г}}$ (суммарная плотность эмиграции газа, [$\text{млрд м}^3/\text{км}^2$]).

Входные параметры:

C_{org} (содержание органического углерода, [%]),

D_{type} (геодинамический тип исследуемого блока или бассейна, всего 7 типов).

База данных программы:

Пояснения (табл. А.4) с иллюстрациями (рис. А.1) для определения D_{type} .

Основные формулы для расчета:

$$\varepsilon t = 10^{T \lg t / 1000} \quad (\text{A.9})$$

(T - температура, рассчитана ранее в разделе "Температура" параграф 3.1, t -время)

$$D = n * Z + m \quad (\text{A.10})$$

(согласно таблице А.3 $D_{\text{type}} \rightarrow n, m$ – разнятся, задаются).

Расчет условного показателя динамокатагенеза D . Для расчета D необходимо вычислить глубину расчетного слоя в каждой точке Z , которая получена как сумма двух составляющих Z_{PWD} – глубина бассейна осадконакопления (введенная пользователем) и мощность всех накопленных к моменту расчета t слоев ΔZ_{Σ} (рассчитанное на каждый момент t в разделе "Структура" (параграф 1.1)). Далее на каждый момент t производится «прогонка» по формулам для определенного D_{type} (разные коэффициенты n, m).

Уравнения регрессии вида $D = n * Z + m$ ($D = n * Z_{\text{max}} + m$) рассчитаны в геодинамической классификации блоков земной коры (Резников, 2003) по данным 4037 разрезов с данными ОС витринита и палеотемператур для 357 блоков (осадочных бассейнов и их частей). По каждому блоку изучалась зависимость значения D от максимальной глубины залегания интервала. Рассчитывались коэффициенты корреляции и уравнения регрессий. Объекты группировались в типы по значениям градиента УПДК. Z_{max} – это максимальное значение Z , которое было достигнуто слоем за предшествующий расчету период (то есть, если были инверсии тектонического режима и слой находился в какой-либо промежуток времени ниже, то необходимо брать максимальную палеоглубину).

Таблица А.3

Средние уравнения регрессии для D (условный показатель динамокатагенеза) в различных геодинамически возбужденных блоках (Резников, 2008)

Тип	Степень геодинамической возбужденности	Среднее уравнение регрессии	Число изученных блоков	Число изученных интервалов разреза	Коэффициент корреляции
I _д	Очень слабая	D=0.03*Z + 0.23	45	670	0.80
II _д	Слабая	D=0.06*Z + 0.18	56	980	0.82
III _д	Умеренная	D=0.12*Z + 0.07	66	836	0.84
IV _д	Повышенная	D=0.19*Z _{max} - 0.08	69	680	0.86
V _д	Сильная	D=0.35*Z _{max} - 0.24	74	684	0.88
VI _д	Очень сильная	D=0.7*Z _{max} - 0.19	33	120	0.88
VII _д	Максимальная	D=1.8*Z _{max} - 0.09	14	67	0.90

Таблица А.4

Списки характерных для различных геодинамических типов блоков земной коры (геодинамически однородных бассейнов, Резников, 2008)

Тип	обстановки	примеры
I _д	Дивергентные, пассивной окраины, переходные	Датский грабен, впадина Берге Хай, Халтенбанкен, Сейбл, Бофорт, Свердруп, Пойнт-Томсон, Ист Микkelсен Бей арктического склона Аляски, Сантурс, дельты Нила, Некнафа (Марокко), Бомбейский свод, Индостанская платформа, северная часть Уиллистанской синеклизы, Московская синеклиза, прогибы По, Жанна Д'Арк, трансформная система Мертвого моря
II _д	Дивергентные, пассивной окраины, переходные	Галф Кост, дельта Нигера, Скотиан Шельф, Викинг, Гипсленд, Колвилл
	Платформенные кратонные	Грабены Припятский, Днепровский, Прикаспийская и Печорская синеклизы, впадины Гадамес и Иллизи, Юго-западная впадина Таримской платформы, Внутр. Вост.-Австралийский синклиниорий
	Платформенно-складчатые	Восточно-Кубанская впадина, платформенный борт Терско-Касп. прогиба, Суданская часть Красноморского рифта

Методы оценки генерационно-эмиграционных параметров

III _д	платформенно-складчатые орогенных поясов	Предкарпатский, Преддубруджинский прогибы, Сунженский, Терский антиклиниории, Варненская впадина, Синджаарский трог, Евфратская впадина, Акита
	платформенно-складчатые	Вилойская синеклиза, Южно-Мангышлакский прогиб, Анадарко, Пекос, Аркома
	Платформенные кратонные	Южный склон Воронежской антеклизы, Доно-Медведицкий и Печоро-Колвинский овалакоген, Верхнекамская впадина, Балтийская синеклиза, впадина Хрубежов, Северо-Германский прогиб, горст Мескала-Зелтен, прогиб Тадла (Марроко), Куэд Эл-Миа, впадина Западно-Корейского залива
	Платформенные кратогенные	Западно-Сибирская плита, Скифская плита, Парижская синеклиза
IV _д	Внутристекловатые орогенного пояса	Аджаро-триалетский синклиниорий, Приереванский, Южно-Родопский прогибы, впадина Драва
	Платформенно-складчатые орогенных поясов	Керченско-Таманский, Южный борт Западно-Кубанского прогиба, впадины Балазук и Боуэн-Сурат, Западно-Канадский, Оринокский, Предуральский, Загросский прогибы, Алеппский свод
	Активных окраин, задуговые	Северо-Яванский, Восточно-Калимантанский, Северо-Суматринский
	Платформенные кратонные	Среднеамазонская и Лено-Тунгусская синеклизы, впадина Верхаарн, горст Иббенбюрен, Нижнесаксонский прогиб, Пенинский, Карагандинский синклиниории, Сунляо
V _д	Внутристекловатые орогенного пояса	Дуала, Кузнецкий бассейн, Зырянский, Пенжинский, Центрально-Камчатский, Восточно-Камчатский
	Кратонные рифтовые с инверсией 3-4км	Донецкий, Лотарингский, Карру, Амадеус
VI _д	Гетерогенные	Внутрення зона красноморского рифта, угленосные бассейны Японии, Балкан, зоны надвигов Дриннан (Альберта), Полк и Кларк (Арканзас), Робертс и Лонг Вэлли (Невада)
VII _д	Островные дуги	Вулканогенные бассейны Северной Америки, Исландии, Италии, Камчатки, Курильских островов, Японии и Новой Зеландии

Однако, наряду с геодинамически гомогенными бассейнами, в недрах которых определен один Д-тип, выделяются бассейны с различными геодинамическими типами (рис. А.1).

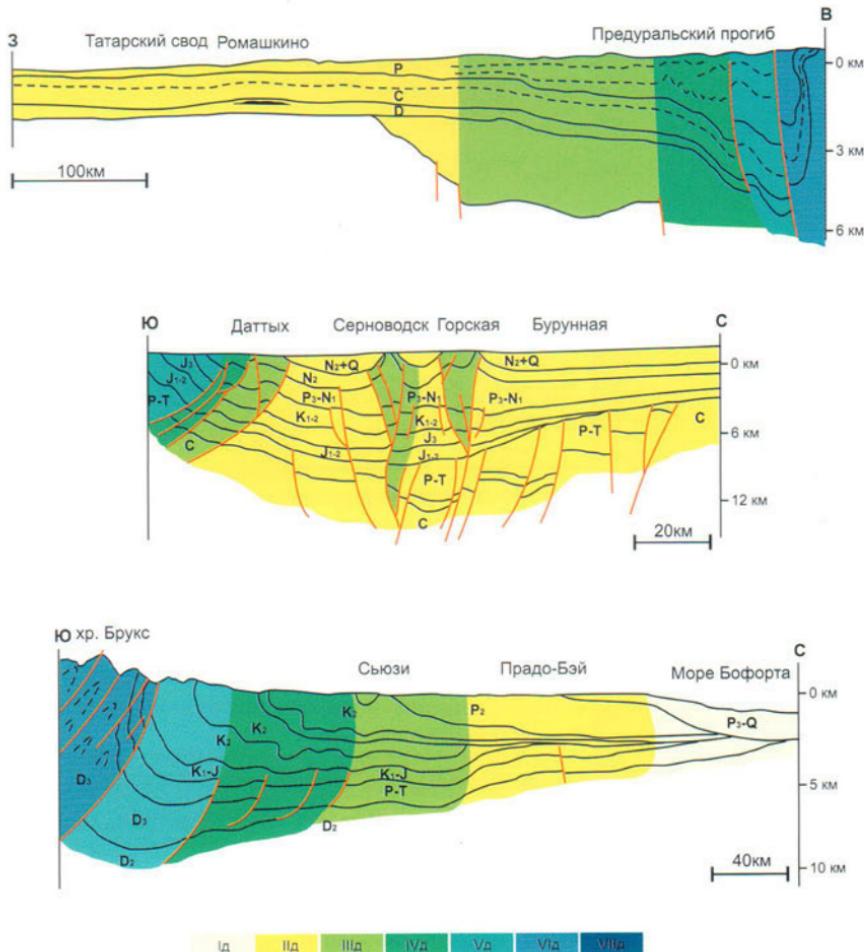


Рисунок А.1. Бассейны с блоками различной геодинамической напряженности

Сверху: Волго-Уральский бассейн (Перродон Ален, 1991 в Резников, 2008 с дополнениями).

Посередине: Терско-Каспийский прогиб (Соколов, Яндарбиев в Резников, 2008 с дополнениями).

Снизу: Прогиб Колвилл, С. Аляска (Перродон Ален, 1991 в Резников, 2008 с дополнениями).

Расчет экспоненциальной геохронотермы $\varepsilon\tau$.

Экспоненциальная геохронотерма $\varepsilon\tau$ представляет собой количественный показатель, учитывающий особенности геотермического развития ОПБ:

$$\varepsilon\tau = 10^{v/1000},$$

(А.11)

Методы оценки генерационно-эмиграционных параметров

где τ - произведение десятичного логарифма геологического времени погружения осадочных пород (T , млн. лет) на пластовую температуру (t , °C).

Для расчета $\varepsilon\tau$ берутся температуры T , рассчитанные в разделе "Температура" (параграф 3.1) и "прогоняются" на каждый момент времени t по формуле А.11.

Расчет $\Pi_{\text{эм}}$ (в зависимости от введенного типа ОВ: I/II/III):

Газ:

$$\Pi_{\text{эм}}^{\text{r(III)}} = 100D + 24.6 \varepsilon\tau + 1.8 \text{Сорг} - 75,8 \pm 0.4 \Pi_{\text{эм}}^{\text{r(III)}} \quad (\text{A.12})$$

$$\Pi_{\text{эм}}^{\text{r(I-II)}} = 300D + 73.7 \varepsilon\tau + 5.4 \text{Сорг} - 227,4 \pm 0.4 \Pi_{\text{эм}}^{\text{r(III)}} \quad (\text{A.13})$$

Нефть:

$$\Pi_{\text{эм}}^{\text{h(III)}} = 60.8D + 6.13 \varepsilon\tau + 0.46 \text{Сорг} - 27,9 \pm 0.45 \Pi_{\text{эм}}^{\text{r(III)}} \quad (\text{A.14})$$

$$\Pi_{\text{эм}}^{\text{h(I-II)}} = 151.6D + 9.14 \varepsilon\tau + 3.24 \text{Сорг} - 66,8 \pm 0.38 \Pi_{\text{эм}}^{\text{r(III)}} \quad (\text{A.15})$$

Расчет потенциала эмиграции зависит от типа керогена (три основных типа, которые определяются пользователем, – I сапропелевый / II смешанный / III гумусовый)

Расчет плотностей эмиграции:

$q_{\text{эм}} = \text{Пэм} * \Delta Z * \rho * (1 - \phi)$ (отдельно для нефти отдельно для газа).

Плотность [т/м³] ρ , пористость [%] ϕ и мощность [м] ΔZ материнского слоя на момент расчета получены из предыдущих расчетов (раздел "Структура", параграф 1.1).

Кинетический подход (Б. Тиско и Д. Вельте)

Кинетический подход в оценке потенциала генерации имеет сегодня наибольшее распространение в мире благодаря использованию в компьютерных программах для бассейнового моделирования. Авторство не принадлежит Б. Тиско и Д. Вельте, но они приложили большие усилия для его популяризации на западе, а потом, опосредованно, и у нас в стране. Хотя основы использования скоростей химических реакций преобразования ОВ были заложены работой (Лопатин Н. В., 1971), позже популяризованной на западе Д. Вэллом (1981).

Моделируемые параметры:

$\Pi_{\text{ген}}^{\text{r}}$, $\Pi_{\text{ген}}^{\text{h}}$ (потенциал генерации газа, нефти [мгУВ/гСорг]),

$q^{\text{ген}}$ (плотность генерации [$\text{т}/\text{км}^2$, млрд $\text{м}^3/\text{км}^2$]).

Входные данные пользователя:

Сорг (содержание органического углерода, [%]),

HI (водородный индекс, [мгУВ/гСорг]).

База данных программы:

Кинетические спектры (2-компонентные, 4-компонентные., 14-компонентные).

Основные формулы для расчета:

$$q^{\text{ген}} = \Pi_{\text{ген}} * \Delta Z * \rho * (1 - \varphi) \quad (\text{A.16})$$

$$\Pi_{\text{ген}} = \text{Tr}(t) * \text{HI} * \text{Сорг} \quad (\text{A.17})$$

$$\text{Tr}(t) = \sum_i^n X_{\text{io}} (1 - \exp(-\int_{t_0}^t K_i(t') dt')) \quad (\text{A.18})$$

$$K_i(t') = A * \exp(-(E_i - E_{\text{stress}})/RT(t')) \quad (\text{A.19})$$

HI — это водородный индекс (или исходный потенциал материнской породы, который должен реализоваться в процессе погружения, сжатия и нагрева породы) Измеряется в тех же единицах, что и потенциал эмиграции [мгУВ/гСорг]. Другими словами $\Pi_{\text{эм}}$ — это часть HI, который материнская порода сумела реализовать (в ходе своего преобразования в природных условиях).

Суть методики заключается в расчете интегрального выхода продуктов реакций преобразования материнской свиты. Для этого используется кинетика (скорость) химических реакций в зависимости от температуры и энергии активации на момент времени. Температура известна на каждый момент времени (из расчетов, представленных в разделе "Температура", параграф 3.1), энергия активации и соответствующие им стехиометрические факторы выхода компонентов углеводородов берутся из базы данных кинетических спектров. Расчет потенциала генерации производится на каждый отдельный компонент спектра. То есть, кинетика двухкомпонентная — тогда продуктами после расчета будут нефть и газ, кинетика четырехкомпонентная — мы имеем четыре продукта: метан, жирный газ, легкую нефть и тяжелую нефть (подробнее о кинетических спектрах см. параграф 4.2, 4.3).

Для примера рассмотрим 2-компонентную кинетику.

*Методы оценки генерационно-эмиграционных параметров**Расчет нефтяного компонента спектра:*

$$\Pi_{\text{неф}} = \text{Tr}(t) * \text{HI} * \text{Copg} \quad (\text{A.20})$$

$$\text{Tr}(t) = \sum_i^n X_{i_0} (1 - \exp(-\int_{t_0}^t K_i(t') dt')) \quad (\text{A.21})$$

$$K_i(t') = A * \exp(-E_i / RT(t')) \quad (\text{A.22})$$

Расчет газового компонента спектра:

$$\Pi_{\text{газ}} = \text{Tr}(t) * \text{HI} \quad (\text{A.23})$$

$$\text{Tr}(t) = \sum_i^n X_{i_0} (1 - \exp(-\int_{t_0}^t K_i(t') dt')) \quad (\text{A.24})$$

$$K_i(t') = A * \exp(-E_i / RT(t')), \quad (\text{A.25})$$

где:

dt' – для наглядности расчетов берется изотермический интервал при $dt' = \Delta t = t - t_0$;

K_i – скорость реакции в интервале Δt , с^{-1} ;

R – универсальная газовая постоянная (8.314 Дж/К*моль);

$\text{Tr}(t)$ – весовая доля продуктов реакций ко времени t ;

HI – водородный индекс, $\text{мгУв}/\text{г Сорг}$;

i – номер набора реакций с одной энергией активации E_i ;

E_i – энергия активации i -ого набора реакций;

X_{i_0} – (весовая доля продукта i -ого набора реакций);

T – температура расчетной ячейки для t' ;

A – предэкспоненциальный коэффициент, с^{-1} .

Искомая величина $\Pi_{\text{неф}}$, вычисляется, используя коэффициент трансформации $\text{TR}(t)$. Коэффициент трансформации определяет часть общего исходного генерационного потенциала керогена, которая успела реализоваться ко времени расчета. Чтобы узнать эту величину, нужно проинтегрировать небольшие вклады каждой реакции (X_{i_0}) на протяжении всей истории погружения и прогрева материнской породы. Чтобы это сделать, надо знать скорость протекания реакций, которые рассчитываются по формулам A.22 и A.25. Скорость зависит от температуры T и энергии активации E_i (A и R это постоянные). Температуру мы знаем на каждый период времени (рассчитали на предыдущем этапе), а энергия активации и соответствующая ей весовая доля продуктов реакции берутся из библиотек спектров (Приложение Б к настоящей монографии).

На практике при расчетах, когда берется одна температура, то при каких-то энергиях активации скорость реакций $K_i(t')$ (а соответственно и весовой вклад продуктов реакций X_{i_0}) будет очень большой. Это значит, что вся реакция прошла, и можно сочетать все X_{i_0} с меньшей скоростью к значению Tr .

А при больших значений энергии активации скорость будет почти нулевой, что означает, что при такой температуре эти реакции не идут, и весового вклада этих столбцов (на графике спектра) не будет.

Примеры кинетических спектров можно найти в библиотеке (Приложение Б к монографии, см. также параграф 4.2 и 4.3).

Кинетический подход (в условиях динамокатагенеза)

При кинетическом подходе к оценке потенциала генерации материнских свит в условиях проявления динамокатагенеза, было замечено снижение энергий активации (энергетических барьеров) для протекания реакций генерации нефти и газа при более низких температурах (Молчанов и др., 1975; Черский и др., 1985; Пецюха, 1985; Царев, 1988; Petzoukha et al., 1990). Этот факт можно использовать при оценке генерационных параметров в бассейновом моделировании (Астахов, 2014).

Моделируемые параметры:

$\Pi_{\text{рех}}^{\text{г}}$, $\Pi_{\text{рех}}^{\text{н}}$ (потенциал генерации газа, нефти [мгУВ/гСорг]),
 $q^{\text{рех}}$ (плотность генерации [$\text{т}/\text{км}^2$, млрд $\text{м}^3/\text{км}^2$]).

Входные данные пользователя:

Сорг (содержание органического углерода, [%]),
HI (водородный индекс, [мгУВ/гСорг]).

База данных программы:

Кинетические спектры (2-компонентные, 4-компонентные, 14-компонентные).

Основные формулы для расчета:

$$q^{\text{рех}} = \Pi_{\text{рех}} * \Delta Z * \rho^*(1-\phi) \quad (\text{A.26})$$

$$\Pi_{\text{рех}} = \text{Tr}(t) * \text{HI} * \text{Сорг} \quad (\text{A.27})$$

$$\text{Tr}(t) = \sum_i^n X_{i_0} (1 - \exp(-\int_{t_0}^t K_i(t') dt')) \quad (\text{A.28})$$

$$K_i(t') = A * \exp(-(E_i - E_{\text{stress}})/RT(t')) \quad (\text{A.29})$$

Все основные оценочные параметры данной методики аналогичны кинетическому подходу (Б. Тиссо и Д. Вельте). Единственным отличием является вычитание от энергии активации всего спектра некоторого постоянного значения E_{stress} , которое получено после расчета процедуры геомеханической структурной реконструкции (более подробно эта методика с примерами представлена в параграфе 4.6.1).

Приложение Б

Библиотека кинетических спектров

В данном справочном разделе приводятся кинетические спектры реакций преобразования органического вещества (кинетики) четырех различных по генетическому типу нефтегазоматеринских свит территории и акватории России и стран постсоветского пространства. Полный список восстановленных кинетических спектров на момент издания настоящей монографии представлен в таблице 4.4. Кинетики получены методами пиролитической хроматографии и пиролиза Rock-Eval. Для каждого кинетического спектра приводятся графическое изображение распределения по энергиям активации выхода компонентов (продуктов пиролиза), индекса трансформации от температуры и доли выхода отдельных УВ-компонентов при хроматографировании продуктов пиролиза в табличном виде. По образцу приводятся его стратиграфическая привязка, название свиты, преобладающий тип органического вещества, осадочный бассейн и географическая привязка. Кинетические спектры приводятся в четырехкомпонентном (метан, С2–5, С6–14, С15+) варианте.

Свита: танопчинская

Стратиграфия: нижний мел (баррем-апт)

Тип ОВ: III ($HI=295$ мгУВ/гСорг; $Ro=0.63\%$)

Расположение: п-ов Гыдан (Утреннее месторождение)

Бассейн: Западно-Сибирский

Таблица Б.1

Четырехкомпонентный кинетический спектр реакций
преобразования органического вещества Танопчинской свиты

УВ-компоненты	Метан	C2-C5	C6-C14	C15+
Предэкспоненциальный фактор A (сек ⁻¹)	$2*10^{14}$	$2*10^{14}$	$2*10^{14}$	$2*10^{14}$
Доля (%) в общем выходе УВ	36	62	2	0
Энергия активации E_i (ккал/моль)		Доля выхода углеводородов (%) от общего выхода компонента		
40	0.00	0.00	0.00	0.00
41	0.00	0.00	0.00	0.00
42	0.31	0.43	0.00	0.00
43	0.76	1.03	0.00	0.00
44	1.24	1.69	0.00	0.00
45	0.92	1.25	0.00	0.00
46	2.38	3.63	9.31	0.00
47	4.15	6.63	23.36	0.00
48	3.08	4.96	18.13	0.00
49	5.83	7.41	20.78	0.00
50	8.46	8.55	13.37	0.00
51	9.54	9.03	7.58	0.00
52	6.92	6.42	3.95	0.00
53	7.83	7.64	1.97	0.00
54	7.48	8.32	0.90	0.00
55	5.20	5.99	0.43	0.00
56	4.70	7.20	0.14	0.00
57	4.34	6.55	0.07	0.00
58	4.10	4.61	0.01	0.00
59	2.95	2.96	0.00	0.00
60	3.07	1.85	0.00	0.00
61	2.99	1.12	0.00	0.00
62	2.19	0.65	0.00	0.00
63	2.37	0.49	0.00	0.00
64	2.50	0.46	0.00	0.00
65	2.19	0.38	0.00	0.00
66	1.61	0.28	0.00	0.00
67	1.11	0.18	0.00	0.00
68	0.72	0.12	0.00	0.00
69	0.45	0.07	0.00	0.00
70	0.27	0.04	0.00	0.00
71	0.15	0.03	0.00	0.00
72	0.09	0.02	0.00	0.00

Библиотека кинетических спектров

	73	0.05	0.01	0.00	0.00
74	.03	0.00	0.00	0.00	
75	.01	0.00	0.00	0.00	
76	.01	0.00	0.00	0.00	
77	.00	0.00	0.00	0.00	
78	.00	0.00	0.00	0.00	
79	.00	0.00	0.00	0.00	
80	.00	0.00	0.00	0.00	
$\Sigma (\%)$	10.00	100.00	100.00	100.00	

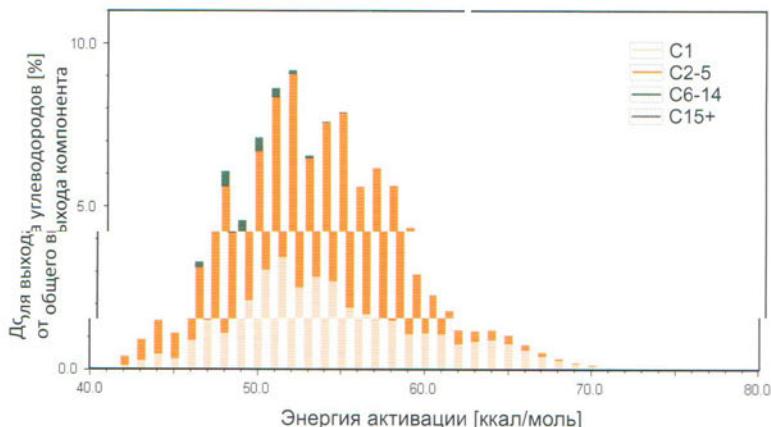


Рисунок Б.1.1. Четырехкомпонентный кинетический спектр реакций преобразования органического вещества танопчинской свиты (розовым – метан; красным – жирный газ (C2-C5); зеленым – легкая нефть (C6-C14)).

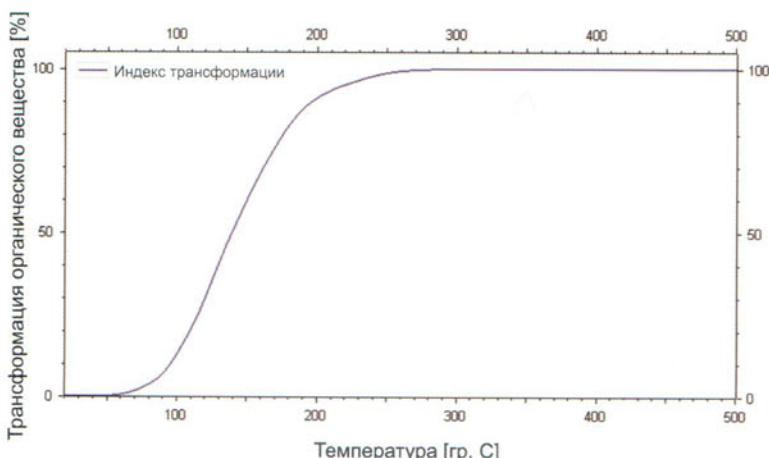


Рисунок Б.1.2. Изменение индекса трансформации органического вещества 4-компонентного кинетического спектра танопчинской свиты в ходе термического созревания

Свита: коркинская

Стратиграфия: верхний триас

Тип ОВ: III ($H_I=220$ мгУВ/гСорг; $Ro=0.5\%$)

Расположение: Челябинская область (Разрез Коркино)

Бассейн: Западно-Сибирский мегабассейн (юг и Приуральская часть),
Челябинский угольный бассейн.

Таблица Б.2

Четырехкомпонентный кинетический спектр реакций преобразования
органического вещества гумусового угля (Челябинский бассейн)

УВ-компоненты	Метан	C2-C5	C6-C14	C15+
Предэкспоненциальный фактор А (сек ⁻¹)	$2*10^{14}$	$2*10^{14}$	$2*10^{14}$	$2*10^{14}$
Доля (%) в общем выходе УВ	65	35	0	0
Энергия активации E_a (ккал/моль)	Доля выхода углеводородов (%) от общего выхода компонента			
40	0,00	0,00	0,00	0,00
41	0,00	0,00	0,00	0,00
42	0,06	0,1	0,00	0,00
43	0,12	0,28	0,00	0,00
44	0,18	0,49	0,00	0,00
45	0,13	0,37	0,00	0,00
46	0,59	2,08	0,00	0,00
47	1,22	4,48	0,00	0,00
48	0,93	3,42	0,00	0,00
49	2,76	7,89	0,00	0,00
50	5,01	12,68	0,00	0,00
51	9,37	13,77	0,00	0,00
52	7,47	9,92	0,00	0,00
53	8,5	9,39	0,00	0,00
54	8,82	7,9	0,00	0,00
55	6,25	5,25	0,00	0,00
56	7,31	4,12	0,00	0,00
57	7,21	3,55	0,00	0,00
58	6,29	3,35	0,00	0,00
59	4,41	2,4	0,00	0,00
60	4,02	2,26	0,00	0,00
61	3,56	1,73	0,00	0,00
62	2,52	1,17	0,00	0,00
63	2,5	0,88	0,00	0,00
64	2,43	0,66	0,00	0,00
65	2,32	0,55	0,00	0,00
66	1,74	0,39	0,00	0,00
67	1,48	0,33	0,00	0,00
68	1,04	0,22	0,00	0,00
69	0,7	0,15	0,00	0,00
70	0,44	0,09	0,00	0,00
71	0,27	0,06	0,00	0,00
72	0,16	0,03	0,00	0,00
73	0,09	0,02	0,00	0,00

74	0,05	0	0,00	0,00
75	0,03	0,02	0,00	0,00
76	0,02	0,00	0,00	0,00
77	0,00	0,00	0,00	0,00
78	0,00	0,00	0,00	0,00
79	0,00	0,00	0,00	0,00
80	0,00	0,00	0,00	0,00
$\Sigma (%)$	100,00	100,00	0,00	0,00

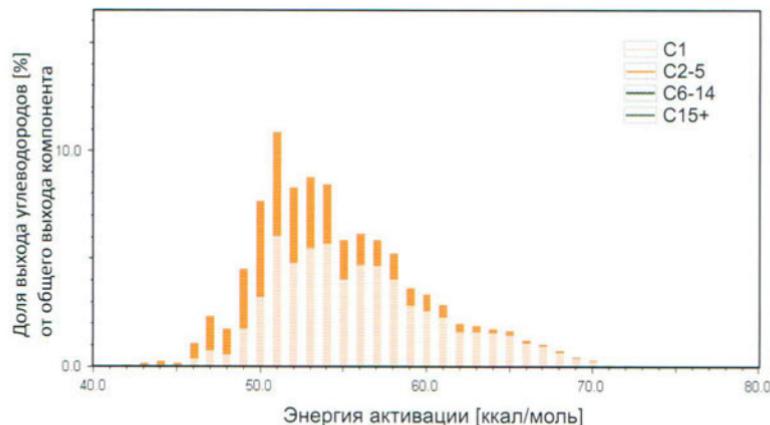


Рисунок Б.2.1 Четырехкомпонентный кинетический спектр реакций преобразования органического вещества гумусового угля (Челябинский бассейн). (розовым – метан; красным – жирный газ (C2-C5))

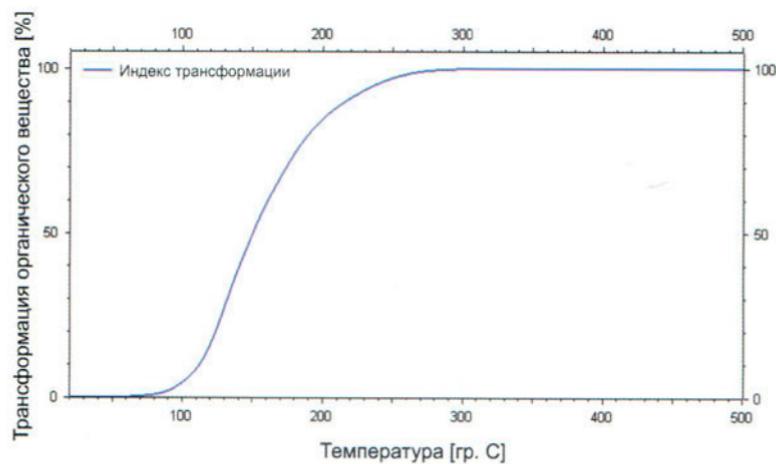


Рисунок Б.2.2. Изменение индекса трансформации органического вещества 4-компонентного кинетического гумусового угля (Челябинский бассейн) в ходе термического созревания

Свита: кумская

Стратиграфия: верхний эоцен

Тип ОВ: II ($HI=370$ мгУВ/гСорг; $Ro=0.4\%$)

Расположение: респ. Адыгея (р. Белая)

Бассейн: Предкавказье, в т.ч. Западно-Кубанский прогиб,
Восточно-Кубанская впадина

Таблица Б.3

Четырехкомпонентный кинетический спектр реакций
преобразования органического вещества Кумской свиты

УВ-компоненты	Метан	C2-C5	C6-C14	C15+
Предэкспоненциальный фактор A (сек ⁻¹)	$2 \cdot 10^{14}$	$2 \cdot 10^{14}$	$2 \cdot 10^{14}$	$2 \cdot 10^{14}$
Доля (%) в общем выходе УВ	27.89	15.45	17.28	39.38
Энергия активации E_i (ккал/моль)		Доля выхода углеводородов (%) от общего выхода компонента		
40	0.00	0.00	0.00	0.00
41	0.06	0.62	0.80	1.20
42	0.05	1.10	1.17	1.94
43	0.03	1.61	3.21	7.39
44	0.01	1.56	4.12	9.36
45	1.49	2.49	5.78	10.50
46	2.61	4.41	6.25	11.35
47	3.51	5.76	6.68	13.17
48	6.61	10.42	10.74	15.54
49	13.58	18.18	15.80	11.84
50	11.35	14.89	12.23	8.16
51	7.17	9.42	8.38	4.65
52	4.42	5.90	5.40	2.47
53	3.97	4.92	3.55	1.25
54	6.09	5.31	3.27	0.61
55	6.56	4.34	2.90	0.30
56	6.94	3.26	2.60	0.14
57	6.37	2.15	2.12	0.07
58	5.32	1.33	1.63	0.03
59	4.12	0.82	1.14	0.02
60	3.16	0.52	0.80	0.01
61	2.47	0.39	0.57	0.00
62	1.63	0.25	0.36	0.00
63	1.03	0.15	0.22	0.00
64	0.62	0.09	0.13	0.00
65	0.36	0.05	0.07	0.00
66	0.20	0.03	0.04	0.00
67	0.11	0.02	0.02	0.00
68	0.01	0.01	0.01	0.00
69	0.03	0.00	0.01	0.00
70	0.02	0.00	0.00	0.00
71	0.01	0.00	0.00	0.00
72	0.01	0.00	0.00	0.00
73	0.00	0.00	0.00	0.00

74	0.00	0.00	0.00	0.00
75	0.00	0.00	0.00	0.00
76	0.01	0.00	0.00	0.00
77	0.00	0.00	0.00	0.00
78	0.00	0.00	0.00	0.00
79	0.00	0.00	0.00	0.00
80	0.00	0.00	0.00	0.00
Σ (%)	100.00	100.00	100.00	100.00

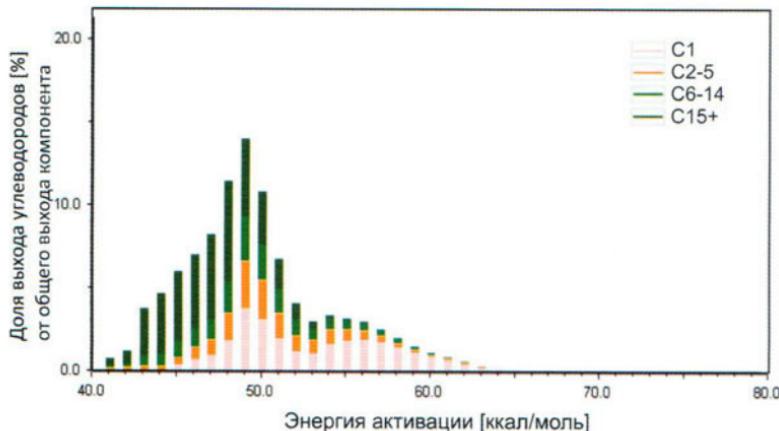


Рисунок Б.3.1. Четырехкомпонентный кинетический спектр реакций преобразования органического вещества кумской свиты (розовым – метан; красным – жирный газ (C2-C5); зеленым – легкая нефть (C6-C14); темно-зеленым – тяжелая нефть (C15+))

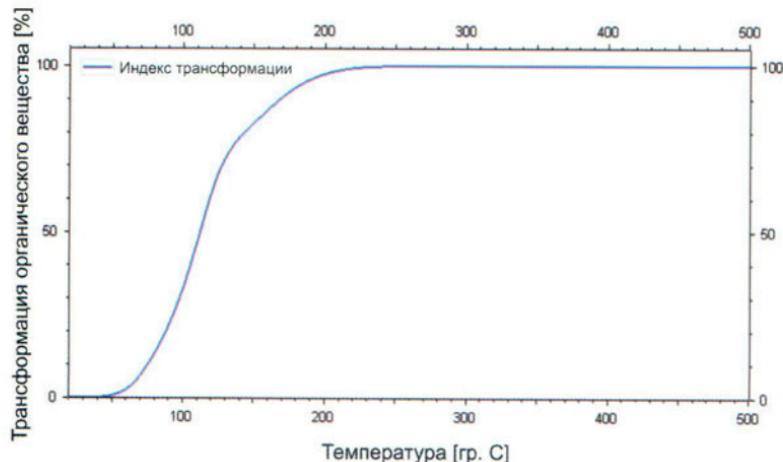


Рисунок Б.3.2. Изменение индекса трансформации органического вещества 4-компонентного кинетического спектра кумской свиты в ходе термического созревания

Свита: кендерлыкская

Стратиграфия: верхний карбон - нижняя пермь

Тип ОВ: I (HI=710 мгУВ/гСорг; МК2)

Расположение: респ. Казахстан (р. Аба)

Бассейн: Зайсанский бассейн

Таблица Б.4

Четырехкомпонентный кинетический спектр реакций
преобразования органического вещества Кендерлыкской свиты

УВ-компоненты	Метан	C2-C5	C6-C14	C15+
Предэкспоненциальный фактор A (сек ⁻¹)	$2 \cdot 10^{14}$	$2 \cdot 10^{14}$	$2 \cdot 10^{14}$	$2 \cdot 10^{14}$
Доля (%) в общем выходе УВ	34.04	11.61	10.76	43.59
Энергия активации E _i (ккал/моль)	Доля выхода углеводородов (%) от общего выхода компонента			
40	0.00	0.00	0.00	0.00
41	0.00	0.00	0.40	0.00
42	0.00	0.00	0.93	0.55
43	0.00	0.04	3.08	1.55
44	0.01	0.06	6.48	3.17
45	0.02	0.25	7.31	3.25
46	0.02	0.33	7.24	2.22
47	0.14	0.87	5.45	2.45
48	0.81	3.58	4.44	4.64
49	0.91	6.15	5.12	10.32
50	4.34	16.74	11.65	25.01
51	3.34	12.41	8.63	18.29
52	5.38	15.81	9.61	12.56
53	6.54	14.34	9.29	7.46
54	10.03	10.38	7.01	4.12
55	7.90	6.61	4.57	2.18
56	9.96	4.16	3.00	1.12
57	9.17	2.54	1.90	0.56
58	8.02	1.57	1.18	0.28
59	6.43	1.01	0.74	0.14
60	4.96	0.69	0.49	0.07
61	3.33	0.44	0.30	0.03
62	2.91	0.34	0.24	0.02
63	3.83	0.39	0.25	0.01
64	3.85	0.41	0.23	0.00
65	2.88	0.31	0.17	0.00
66	2.00	0.22	0.11	0.00
67	1.30	0.14	0.07	0.00
68	0.80	0.09	0.04	0.00
69	0.48	0.05	0.03	0.00
70	0.28	0.03	0.02	0.00
71	0.16	0.02	0.01	0.00
72	0.09	0.01	0.01	0.00
73	0.05	0.01	0.00	0.00
74	0.03	0.00	0.00	0.00

75	0.02	0.00	0.00	0.00
76	0.01	0.00	0.00	0.00
77	0.00	0.00	0.00	0.00
78	0.00	0.00	0.00	0.00
79	0.00	0.00	0.00	0.00
80	0.00	0.00	0.00	0.00
$\Sigma (\%)$	100.00	100.00	100.00	0.00

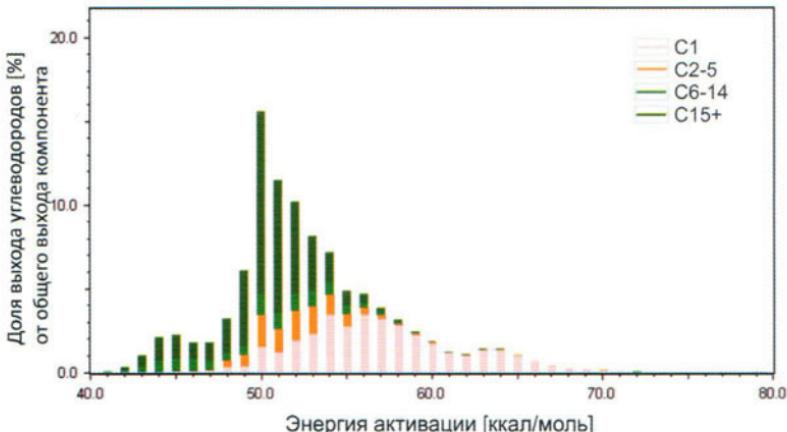


Рисунок Б.4.1. Четырехкомпонентный кинетический спектр реакций преобразования органического вещества кендерлыкской свиты (розовым – метан; красным – жирный газ (C2-C5); зеленым – легкая нефть (C6-C14); темно-зеленым – тяжелая нефть (C15+))

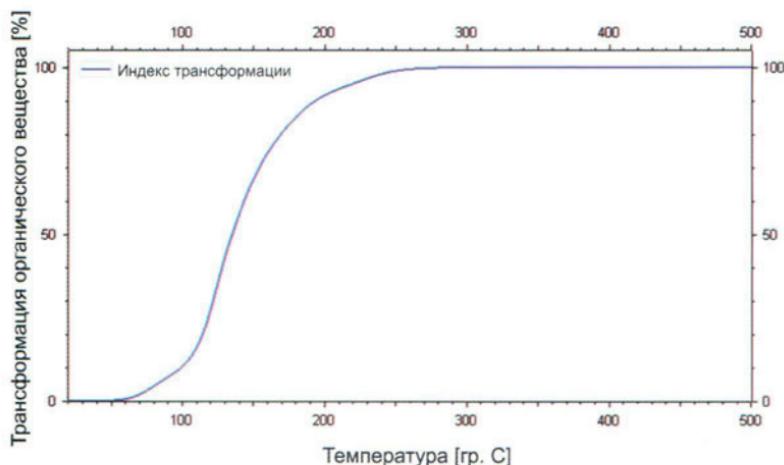


Рисунок Б.4.2. Изменение индекса трансформации органического вещества 4-компонентного кинетического спектра кендерлыкской свиты в ходе термического созревания

Резюме по разделу «Геохимия»:

Основным фактором преобразования органического вещества является температура. Дополнительным фактором преобразования является динамокатагенез, который инкорпорирует влияние сейсмической активности волновой природы на кероген различных стадий преобразованности, а также влияние тектонического стресса. Воздействие механической энергии определяется в двух последовательно идущих процессах — механоактивации с образованием активированных связей и механодеструкции с разрывом активированных связей. Процессы термического и механического крекинга происходят в природе совместно и могут быть описаны формально с использованием уравнения Аррениуса первого порядка. Уравнение позволяет восстанавливать кинетику химических реакций преоразования нерастворимого органического вещества материнских пород, которая является отправной точкой моделирования углеводородных систем.

Снижение энергий активации известных кинетических спектров является эффективным средством для калибровки катагенетической зональности и размеров и состава залежей в условиях проявления динамокатагенеза. Калибровку катагенетической преобразованности необходимо проводить с одновременным изучением минеральной и органической части. Методы стадиального анализа являются общепринятыми в петрографии и очень полезны для нефтяников. Дополнительные палеотемпературные исследования необходимы для более точной калибровки.

Несоответствие температур лабораторного и природного крекинга органического вещества, долгое время являющееся предметом споров, обусловлено дополнительным потенциалом энергии, запасенным тонкоотмученным механоактивированным органическим илом в седиментогенезе-диагенезе. Прогноз восстановительных и окислительных условий диагенеза позволяет не только оценивать сохраненного органического вещества при литификации, но и прогнозировать динамику дальнейшей генерации углеводородов.

Ссылки:

Алексеев В. В., Русский В. И., Федоров Ю. Н., Журавлева Д. Д., Красковская Т. Ф., Пронина Н. В., Свечников Л. И. Угленасыщенность, петрографический состав и метаморфизм углей тюменской свиты Шаймского района (Западная Сибирь). – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2006. – 158 с.

Алексеев В. В., Русский В. И., Федоров Ю. Н., Журавлева Д. Д., Красковская Т. Ф. Нелинейность углефикации как индикатор проявления неотектоники в нефтегазоносных толщах (Шаймский район, Западная Сибирь). "Геология нефти и газа", № 6, 2007. – с. 44–50.

Амурский Г. И., Бочкарев А. В., Соловьев Н. Н. Тектонодинамическая модель нефтегазообразования. «Советская геология», 1985, № 7. – с. 3–13.

Астахов С. М. Уточнение модели созревания витринита в дислоцированных областях. "Геология нефти и газа", № 3, 2014. – с. 64–74.

Астахов С. М. Оценка углеводородного потенциала Туапсинского прогиба на основе применения методик бассейнового моделирования. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – Ростов-на-Дону, 2011 г. – 237 с.

Барамбай Н. К. Механохимия полимеров. – М.: Химия, 1971. – 261 с.

Барамбай Н. К. Механохимия высокомолекулярных соединений. Изд. 3-е переработанное и дополненное. Москва: Химия, 1978. – 384 с.

Баженова О. К. Аутогенная нефтеносность — свойство глинисто-кремнистых толщ//Сборник: Геология и геохимия горючих ископаемых (к 50-летию кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых МГУ: (1945–1995 гг.), 1995 г.

Белонин М. Д., Прищепа О. М., Тейлов Е. Л. и др. Тимано-Печорская провинция: геологическое строение, нефтегазоносность и перспективы освоения. – С.-Петербург: Недра, 2004. – 396 с.

Богомолов А. И., Хотынцева Л. И., Панина К. И. Низкотемпературные каталитические превращения органических соединений над глинами (превращение стеариновой кислоты).//Геохимический сборник, № 6. – Л.: 1960. – с. 163–193.

Бочкарев А. В., Вершовский В. Г., Петренко В. И. Кинетика и энергетика процессов катагенеза органического вещества, образования и первичной миграции флюидов.//Сб. «Энергия и механизм первичной миграции углеводородов». – М.: Наука, 1988. – с. 88–93.

Бочкарев А. В., Кирина Л. В., Евик В. Н., Серков А. А. Залежи газа в аргиллитах триаса Арзгирского прогиба Предкавказья. Геология нефти и газа, № 1, 1992. – с. 22–26.

Бочкарев А. В., Бочкарев В. А. Катагенез и прогноз нефтегазоносности недр. — М.: ОАО «ВНИИОЭНГ», 2006. — 324 с.

Волоскова Е. В., В. А. Полубояров, А. А. Жданок, Меленевский В. Н. Стабильность водоугольных суспензий ультрадисперсных углей разной стадии метаморфизма. Химия твердого топлива, 2009, № 3. — с. 9–15.

Вельте Д. Генезис углеводородов в осадочных породах. Исследования термического разложения керогена и особенно образования н-алканов.//Органическая геохимия, 1970, вып. 2. — с. 140–151.

Вержбицкий В. Е., Мурzin Р. Р., Васильев В. Е., Малышева С. В., Ананьев В. В., Комиссаров Д. К., Рослов Ю. В. Новый взгляд на сейсмостратиграфию и углеводородные системы палеозойских отложений Северо-Карского шельфа. Нефтяное хозяйство, 2011, № 12. — с. 18–21.

Вассоевич Н. Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти (исторический обзор и современное состояние). Известия АН СССР, серия геол. 1967, № 11. — с. 135–156.

Вышемирский В. С. Геологические условия метаморфизма углей и нефтий. — Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1963. — 230 с.

Галимов Э. М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. — М.: Недра, 1973. — 382 с.

Галимов Э. М. О новой модели процесса нефтеобразования.//Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. — М.: Наука, 1973. — с. 207–226.

Галкина М. В. Катагенез органического вещества осадочных толщ Северного Сахалина. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. — Оха-на-Сахалине, 1997. — 21 с.

Галкин А. А., Баранов С. Н., Неронин Н. К., Самойленко Г. В. Некоторые физико-химические изменения угля при гидропрессовании.//Сб. «Влияние высоких давлений на свойства материалов: Материалы IV и V республиканских семинаров.//Академия наук Украинской ССР. Институт проблем материаловедения. — Киев: «Наукова думка», 1983. — с. 102–105.

Галушкин Ю. И. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. — М.: Научный мир, 2007. — 456 с.

Галушкин Ю. И., Ситар К. А., Куницына А. В. Катагенез органического вещества и реализация нефтегазогенерационного потенциала в истории погружения глубинных формаций бассейна северо-восточного шельфа Сахалина.//Геология нефти и газа, 2009, № 2. — с. 61–66.

Глебовская Е. А., Резцов В. И., Леглер Л. А. Экспериментальное изучение процессов катагенетических изменений органического вещества.//Органическое вещество в современных и ископаемых осадках. — М.: МГУ, 1976. — с. 210–211.

Голубев В. А. О недооценке тепловыноса из недр Байкальской рифтовой зоны при использовании традиционных методов геотермии.//Доклады Академии наук. — М: 2003, т. 390, № 2. — с. 247–250.

Гонцов А. А., Молчанов В. И., Андреева Т. А., Новогородова С. В. Некоторые физико-химические изменения углей при сверхтонком измельчении.//Химия твердого топлива, 1974, № 4. — с. 28–32.

ГОСТ 25543–88. Угли бурые, каменные и антрациты. Классификация по генетическим и технологическим параметрам. — М.: Государственный комитет по стандартам, 1990.

ГОСТ 21489–76. Угли бурые каменные и антрациты. Разделение на стадии метаморфизма и классы по показанию отражения витринита. — М.: Государственный комитет по стандартам, 1976.

Грецкая Е. В. Катагенетическая структура осадочного чехла Северо-Охотского шельфа и перспективы его нефтегазоносности.//Научно-технический вестник ОАО «НК «Роснефть», 2012, № 3 (выпуск 28). — с. 38–42

Григоренко Ю. Н., Соболев В. С., Жукова Л. И. Особенности нефтегазонакопления в морских районах западной Арктики (российский сектор). Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2011, т. 6, № 4. — с. 1–42.

Григорьев В. Е., Любич Г. А., Тихонова С. Д. Горно-геометрический анализ разрывных нарушений угольных пластов.//Уголь. — 1988. — С. 61–63.

Дистанова Л. Р. Геохимия органического вещества эоценовых отложений (на примере кумской свиты Крымско-кавказского региона).//Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геологоминералогических наук. — М.: 2007.

Дмитриева В. И. Изменение структуры гумусовых углей под воздействием механических полей (по данным инфракрасной спектрометрии).//Влияние механических и температурных полей на процессы генерации и аккумуляции углеводородов. — Якутск: Як. Филиал СО АН СССР, 1985. — с. 32–44.

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

Жемчугова Т. А. Перспективы нефтегазоносности осадочного чехла центральной части Татарского пролива по результатам бассейнового моделирования. Научно-технический вестник ОАО «НК «Роснефть», 2012, № 3 (выпуск 28). — с. 16–19

Жемчужников Ю. А. Общая геология ископаемых углей. — М.: Углехимиздат, 1948. — 491 с.

Зелинский Н. Д. О химической природе углеводородов, полученных разложением балхашита. Известия Сапропелевого Комитета, 1926, кн. III. — с. 619–627.

Клименко С. С., Анищенко Л. А. Особенности нафтогенеза в Тимано-Печорском нефтегазоносном бассейне. Известия Коми НЦ УрО РАН № 2 (2) 2010. — с. 61–69.

Коссовская А. Г., Шутов В. Д. Типы регионального эпигенеза и их связь с тектонической обстановкой на материках и океанах. Геотектоника, 1976, № 2. — с. 15–30.

Лавренова Е., Круглякова М., Горбунов А., Спахич Д., Соколов К. Нефтегазопроявления Азовского вала как индикатор активной генерационно-аккумуляционной системы переходного комплекса восточной части Азовского моря (по результатам численного бассейнового моделирования). Тезисы докладов конференции Геомодель. — Геленджик, 2011.

Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. — М.: Высшая школа, 1974. — 400 с.

Логвиненко Н. В., Орлова Л. В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. — Л.: Недра, 1987. — 237 с.

Лопатин Н. В. Температура и геологическое время как фактор углефикации. — М.: Известия АН СССР, сер. геолог., № 3, 1971. — с. 95–106.

Лопатин Н. В. Концепция нефтегазовых генерационно-аккумуляционных систем как интегрирующее начало в обосновании поисково-разведочных работ. Геоинформатика, 2006, № 3. — с. 101–120.

Лопатин Н. В., Меркулов О. И., Кириллова Н. П., Меркулова Н. М., Касаткина Е. А. Некоторые аспекты нефтегазообразования и нефтегазонакопления в палеозойских и мезозойских отложениях шельфа Баренцева и Печорского морей. Геология нефти и газа, 2011, № 1. — с. 37–43.

Магарил Р. З. Механизмы и кинетика гомогенных термических превращений углеводородов. — М.: Химия, 1970. — 224 с.

Малышев Н. А., Обметко В. В., Бородулин А. А. Оценка перспектив нефтегазоносности осадочных бассейнов Восточной Арктики. Научно-техн. Вестник ОАО «НК Роснефть», 2010, № 1. — с. 20–28.

Малышева С. В., В. Е. Васильев, Косенкова Н. Н., В. В. Ананьев, Д. К. Комисаров, Ю. В. Рослов. Моделирование процессов формирования углеводородных систем Южно-Карского бассейна: принципы и результаты, 2011, № 12. — с. 13–17.

Мишин Н. И., Красавина Т. Н. О возможности использования термографической характеристики углей для прогноза разрывных нарушений. // Труды ВНИМИ, сб. 80. — 1970. — с. 145–151.

Молчанов В. И., Гонцов А. А., Андреева Т. А. и др. Экспериментальное исследование преобразования органических веществ гуминового ряда в водородгенерирующей минеральной среде после механической активации.

ции.//Физико-химические исследования механически активированных минеральных веществ. — Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1975. — с. 125–149.

Молчанов В. И., Гонцов А. А. Моделирование нефтегазообразования. — Новосибирск: СО РАН, 1992. — 246 с.

Навроцкий О. К., Сидоров И. Н., Орешкин И. В., Логинова В. Е. О нефтегазоматеринском потенциале РОВ пород Северо-Западного Прикаспия. Геология нефти и газа, № 8, 1981.

Наушенова К. И. Автографат диссертации по теме "Геолого-геохимическое обоснование перспективных направлений геологоразведочных работ на юге Прикаспийской впадины на зрелой стадии освоения нефтегазовых ресурсов". — М.: ИГиРГИ, 1995. — 26 с.

Неручев С. Г., Рогозина Е. А., Капченко Л. Н. Главная фаза газообразования — один из этапов катагенетической эволюции сапропелевого РОВ. — Геология и геофизика, 1973, № 10. — с. 14–17.

Неручев С. Г., Вассоевич Н. Б., Лопатин Н. В. О шкале катагенеза в связи с нефтегазообразованием.//Труды XXV сессии Международного геологического конгресса. Доклады советских геологов. Горючие ископаемые. М.: Наука, 1976. — с. 47–62.

Неручев С. Г., Т. К. Баженова, С. В. Смирнов, О. А. Андреева, Л. И. Климова. Оценка потенциальных ресурсов углеводородов на основе моделирования процессов их генерации, миграции и аккумуляции. — СПб.: Недра, 2006. — 364 с.

Неручев С. Г. Уран и жизнь в истории Земли. 2-е изд., испр. и доп. — СПб.: ВНИГРИ, 2007. — 328 с.

Орел В. Е., Шейгин М. В., Левкин Ф. И. Крупная залежь в карбонатных коллекторах на месторождении Зыбза и перспективы открытия подобных месторождений на Кубани. Геология нефти и газа, № 3, 1958. — с. 55–59.

Орешкин И. В. Прогноз нефтегазоносности подсолевых отложений Прикаспийской нефтегазоносной провинции на основе технологии бассейнового моделирования. Диссертация на соискание ученой степени доктора геологоминералогических наук. — Саратов, 2002. — 189 с.

Остроухов С. Б., Крашаков Д. В., Бочкарев А. В. Бассейновое моделирование юрско-меловой генерационно-аккумуляционной углеводородной системы Среднего Каспия. Тезисы докладов конференции «Геомодель-2011». — Геленджик: 2011.

Паталаха Е. И., Поляков А. И., Севрюгин И. Н. Роль механического фактора в термическом режиме зон крупных разломов. — Геотектоника, № 4, 1978. — с. 12–27.

Перрордон А. Формирование и размещение месторождений нефти и газа.— М. Недра, Буссенс Эльф Акитен, Перевод с фр. Д.И. Колодина, 1991.— 359 с.

Петров А.А., Фрост А.В. О перераспределении водорода в актиленах на алюмосиликатном катализаторе. Доклады АН СССР, т. 65, № 6, 1949.— с. 831–832.

Пецюха Ю.А. Использование арочного эффекта, упругих свойств жидкости и пород для объяснения механизма первичной миграции.//Генезис нефти и газа.— М.: Недра, 1967.— с. 388–394.

Пецюха Ю.А. Тектоногенные процессы генерации и первичной миграции углеводородов.//Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук.— М.: ИГиРГИ, 1985.— 304 с.

Постнова Е. В., Яцкевич С. В., Лопатин Н. В., Мамулина В. Д. Катагенез и нефтегазоматеринский потенциал рифея Пачелмского авлакогена. Недра Поволжья и Прикаспия, вып. 69, 2012.— с. 3–11.

Продан Е. А., Павлюченко М. М., Продан С. А. Закономерности топохимических реакций.— Минск: Наука и техника, 1976.— 224 с.

Резников А. Н. Геосинергетика нефти и газа.— Ростов-на-Дону: ЦВВР, 2008.— 303 с.

Резников А. Н., Сианисян Э. С. Количественная оценка динамокатагенетического фактора в связи с нефтегазоносностью.//«Советская геология», 1991, № 2.— с. 11–16.

Самойленко В. В. Геохимия органического вещества баженовской свиты юго-востока Западной Сибири и генетически связанных с ним флюидов. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук, Томск, 2011.— 181 с.

Саранчук В. И., Рекун В. В., Пащенко Л. В. Изменение свойств углей в процессе подготовки к дроблению.//Химия твердого топлива, 1986, № 1.— с. 90–95.

Сафонов П. И., Ершов С. В., Ким Н. С., Фомин А. Н. Моделирование процессов генерации, миграции и аккумуляции углеводородов в юрских и меловых комплексах Енисей-Хатангского бассейна.//Геология нефти и газа, 2011, № 5.— с. 48–55.

Селиванов О. В. Моделирование процессов образования нефтяных УВ в условиях бестемпературного неравномерного всестороннего сжатия нефтематеринских пород.//Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук.— М.: 1991.— 151 с.

Сергеева Э. И. Эпигенез осадочных пород.— СПб.: Издательство С-Петербургского университета, 2004.— 152 с.

Сианисян Э. С. Количественная оценка динамокатагенетической напряженности осадочных бассейнов.//«Отечественная геология», 1993, № 2.—с. 3–9.

Сианисян Э. С. Термобарогеохимия и палеогидротермия нефтегазоносных отложений.— М: Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук, 1994. — 509 с.

Симанович И. М. Кварц песчаных пород.— М.: Наука, 1978.— 143 с.

Симанович И. М., Тучкова М. И. Постдиагенетические преобразования терригенных комплексов в складчатых и платформенных областях: сравнительный анализ.//Литосфера, 2010, № 4.— с. 3–17.

Ситар К. А., Кирюхина Т. А., Ступакова А. В. Геолого-геохимические предпосылки нефтегазоносности палеозойских отложений восточного сектора Баренцево-морского бассейна//Геология нефти и газа, 2006, № 3.—с. 41–49.

Соколов В. А. Геохимия природных газов.— М. Недра, 1971.— 331 с.

Соколов В. Л., Симоненко В. Ф., Гуляева П. Д. Экспериментальная оценка эволюции газообразования при углефикации.//Условия образования нефти и газа в осадочных бассейнах.— М.: Наука, 1977.— с. 80–90.

Соловьев Н. Н. Тектонодинамические условия нефтегазонакопления.//Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук.— 1992.— 250 с.

Сороко Т. И., Корнет В. И. Закономерности преобразования ископаемого органического вещества в гетерогенных угленосных бассейнах СССР.//Влияние механических и температурных полей на процессы генерации и аккумуляции углеводородов.— Якутск: филиал СО АН СССР, 1985.— с. 50–71.

Страхов Н. М., Логвиненко Н. В. О стадиях осадочного породообразования и их наименовании.//Докл. АН СССР.— М., 1959.— Т. 125, № 2.—с. 389–392.

Тиссо Б., Вельте Д. Образование и распространение нефти.— М.: Мир, 1981.— 501 с.

Травин А. Б. К вопросу о метаморфизме ископаемых углей.//Тр. Горно-геол. инст. Зап.-Сиб. Фил-ла АН СССР, 1950, вып. 10.— с. 75–93.

Трофимук А. А., Черский Н. В., Вышемирский В. С., Галимов Э. М., Конторович А. Э., Кузнецова О. Л., Пецюха Ю. А., Сороко Т. И., Царев В. П., Чахмахчев В. Г. Природный фактор, вызывающий преобразование ископаемого органического вещества.//Геология и геофизика, № 6, 1982.— с. 73–75

Труфанов В. Н., Гамов М. И., Дудкевич Л. К., Майский Ю. Г., Труфанов А. В. Основы прикладной термобарогеохимии.— Ростов-на-Дону: Из-во ЮФУ, 2008.— 280 с.

Ульянов Г. В. Катагенетическая зональность разреза юрско-меловых отложений Южно-Карской впадины по результатам бассейнового моделирования.//Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2011, № 2. – с. 54–59.

Унгер А. В., Ершов А. В. Закономерность размещения и фазовый состав залежей нефти и газа Западного Предкавказья по результатам одно- и двухмерного моделирования углеводородных систем.//Геология нефти и газа, 2012, № 2. – с. 53–58.

Фрост А. В. Роль глин при образовании нефти и газа.//Происхождение нефти и природного газа. – М., 1947. – с. 65–70.

Хардиков А. Э., Холодная И. А. Петрография и петрология магматических и метаморфических пород. – Ростов-на-Дону: Изд-во ЮФУ, 2011. – 324 с.

Холодов В. Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. – М.: Наука, 1983. – 149 с.

Хренкова Т. М. Механическая активация углей. – М.: Недра. 1993. – 176 с.

Царев В. П. Особенности нефтегазообразования в зонах тектоно-сейсмической активации. – Новосибирск: «Наука», 1988. – 192 с.

Черский Н. В., Царев В. П., Сороко Т. И., Кузнецов О. Л. Влияние тектоно-сейсмических процессов на образование и накопление углеводородов.//Наука, Новосибирск, 1985. – 224 с.

Япаскурт О. В., Соколов Б. А., Горбачев В. И. Катагенез отложений мезозойских формаций Лено-Вилюйского нефтегазоносного бассейна.//Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. – М., 1980. – с. 184–191.

Япаскурт О. В. Катагенез осадочных горных пород. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. – 120 с.

Япаскурт О. В. Генетическая минералогия и стадиальный анализ процессов осадочного породо- и рудообразования. – М.: Эслан, 2008. – 356 с.

Allen P.A., Allen J.R. Basin Analysis: Principles and Applications. Blackwell Publishing, 2-nd ed., 2005. – 550 p.

Artyushkov E. V. Geodynamics (Developments in Geotectonics): Elsevier, 1983. – 328 p.

ASTM. Standard specification for classification of coals by rank; Standard D388–77.//Annual Book of ASTM Standards, Part 26, Gaseous Fuels, Coal and Coke, Atmospheric Analysis, 1981. – pp. 214–218.

Barker C. E. A problem with estimating the pseudo-activation energy of kerogen thermal maturation from connan's time-temperature relation in oil genesis. Journal of Petroleum Geology, 7, 1, 1984. – pp. 109–112.

Behar F., Vandenbroucke M. Representation chimique de la structure des kerogenes et des asphaltenes en fonction de leur origine et de leur degré d'évolution. Rev. Inst. Fr. Petrole, 41, 1986. — pp. 173–188.

Behar F., Vandenbroucke M., Tang Y., Marquis F. and Espitalie J. Thermal cracking of kerogen in open and closed systems: determination of kinetic parameters and stoichiometric coefficients for oil and gas generation. Org. Geochem. Vol. 26, No. 5/6, 1997. — pp. 321–339.

Bordenave, M. L. (ed.) Applied Petroleum Geochemistry, Éditions Technip.— Paris, 1993. — 524 p.

Bostick N. H. Thermal alteration of clastic organic particles as an indicator of contact and burial metamorphism in sedimentary rocks.//Geoscience and Man, v. 3, 1971. — p. 83–92.

Brady B., Brown E. Rock mechanics for underground mining. Third edition.— Kluwer Academic Publishers. 2004. — 688 p.

Burnham A., Sweeney J. A chemical kinetic model of vitrinite maturation and reflectance. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 53, 1989. — pp. 2649–2657.

Bustin R. M., Ross J. V. and Moffat I. Vitrinite anisotropy under differential stress and high pressure and temperature: preliminary observations, International Journal of Coal Geology, v. 6, no. 4, 1986. — pp. 343–351.

Cao, Y., Mitchell G. D., Davis A., Wang D. Deformation metamorphism of bituminous and anthracite coals from China.//International Journal of Coal Geology, v. 43, 2000. — pp. 227–242.

Cao D., Li X. and Zhang S. Influence of tectonic stress on coalification: Stress degradation mechanism and stress polycondensation mechanism, Science in China. Series D: Earth Sciences, v. 50, no. 1, 2007. — pp. 43–54.

Caruso M. M., Davis D. A., Shen Q., Odom S. A., Sottos N. R., White S. R. and Moore J. S. Mechanically-Induced Chemical Changes in Polymeric Materials, Chemical Reviews, v. 109, no. 11, 2009. — p. 5755–5798, doi: 10.1021/cr9001353.

Connan J. Time-Temperature relation in oil genesis.//AAPG Bulletin, v. 58, no. 12, 1974. — pp. 2516–2521.

Casale, A., R. S. Porter, and J. F. Johnson. The Mechanochemistry of High Polymers. Rubber Chemistry and Technology, 1971, v. 44, no. 2. — pp. 534–577. doi: <http://dx.doi.org/10.5254/1.3547378>.

Cook A. C., Murchison D. G. and Scott E. Optically biaxial anthracitic vitrinites, Fuel, v. 51, 1972. — p. 180–184.

Di Primio R. and Horsfield B. From petroleum-type organofacies to hydrocarbon phase prediction. AAPG bulletin, 90, 2006. — pp. 1031–1058.

Durand B. A. History of Organic Geochemistry.//Oil & Gas Science and Technology – Rev. IFP, Vol. 58? no. 2, 2003. — pp. 203–231.

- Erdman J. G., Mulik J. D.** Genesis of low molecular weight hydrocarbons in aquatic sediments. — Science, 1963, v. 141, n 3583, 1963. — p. 806.
- Fowler C. M. R. and Nisbet E. G.** The subsidence of the Williston basin. // Canadian Journal of Earth Science, v. 22, 1985. — pp. 408–415.
- Frey M., Teichmuller M., Teichmuller R., Mullis J., Kunzi B., Breitschmid A., Gruner U., Schwizer B.** Very low grade metamorphism in the external of central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. Eclogae Geologicae Helvetiae, 72, 1980. — pp. 173–203.
- Hantschel T., Kauerauf A. I.** Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling. — Berlin: Springer, 2009. — 476 p.
- Harrison W. E.** Experimental diagenetic study of a modern lipid-rich sediment. // Chem. Geol., v. 2, no. 3–4, 1978. — pp. 315–334.
- Harwood R. J.** Oil and gas generation by laboratory pyrolysis of kerogen. — AAPG Bulletin, v. 61, no. 12, 1977. — pp. 2082–2102.
- Haxby, W. F., Turcotte D. L. and Bird I. M.** Thermal and mechanical evolution of the Michigan basin, Tectonophysics, v. 32, 1976. — pp. 57–75.
- Heroux Y., Chagnon A., Bertrand R.** Compilation and correlation of major thermal maturation indicators. AAPG Bulletin, v. 63, 1979. — pp. 2128–2144.
- Hoering T. C., Abelson P. H.** (1963), Hydrocarbons from the low-temperature heating of kerogen. Carnegie Inst. Washington Yearb., 1963. — pp. 256–258.
- Hower J. C. and Davis A.** Vitrinite reflectance anisotropy as a tectonic fabric element, Geology, v. 9, 1981. — pp. 165–168.
- Ikan R., Baedecker M. J., Kaplan J. R.** Thermal alteration experiments on organic matter in recent marine sediments. Geochimica Cosmochimica Acta, v. 39, no. 2, 1975. — pp. 187–194, 195–203.
- Ishiwatari, R., B. G. Rohrback, and I. R. Kaplan.** Hydrocarbon generation by thermal alteration of kerogen from different sediments: AAPG Bull., v. 62, 1978. — pp. 687–692.
- Ishiwatari R., Ishiwatari M., Rohrback B. G. and Kaplan I. R.. et al.** Thermal alteration experiments on organic matter from recent marine sediments in relation to petroleum genesis: Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 41, 1977. — pp. 814–828.
- Johns W. D.** Clay Mineral Catalysis and Petroleum Generation. // Annual Review of Earth and Planetary Sciences, Vol. 7. — pp. 183–198.
- Karweil J.** Actuelle Probleme der Geochemie der Kohle. Advances in Organic Geochemistry. — Oxford, 1969. — pp. 59–84.
- Kilby W. E.** Recognition of vitrinite with non-uniaxial negative reflectance characteristics, International Journal of Coal Geology, v. 9, no. 3, 1988. — pp. 267–285.

Kubler B., Pittion J.-L., Heroux Y., Charolais J., Weidmann M. Sur le pouvoir reflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des Nappes prealpines helvetiques et penniques (Suisse occidentale, Haute Savoie). Eclogae Geologicae Helvetiae, no. 72, 1979. — pp. 347–373.

Langenberg W. and Kalkreuth W. Tectonic controls on regional coalification and vitrinite anisotropy of Lower Cretaceous coals in the Alberta Foothills, Canada, Bulletin de la Société géologique de France, v. 162, 1991. — pp. 375–383.

Larsen M. B. and Boydston A.J. “Flex-Activated” Mechanophores: Using Polymer Mechanochemistry To Direct Bond Bending Activation, Journal of the American Chemical Society, v. 135, no. 22, 2013. — pp. 8189–8192. doi: 10.1021/ja403757p.

Levine J. R., Davis A. Reflectance anisotropy of Carboniferous coals in the Appalachian Foreland Basin, Pennsylvania, USA. International Journal of Coal Geology, no. 16, 1990. — pp. 201–204.

Littke R., Urai J., Uffmann A., Risvanis F. Reflectance of dispersed vitrinite in Palaeozoic rocks with and without cleavage: Implications for burial and thermal history modeling in the Devonian of Rursee area, northern Rhenish Massif, Germany. — International Journal of Coal Geology, no. 89, 2012. — pp. 41–50.

Liu W., Xu Y., Shi J., Lei H., and Zhang B. Evolution model and formation mechanism of bio-thermocatalytic transitional zone gas, Science in China (Series D), v. 40, no. 1, 1997. — pp. 43–53.

Louis M. C., Tissot B. P. Influence de la température et de la pression sur la formation des hydrocarbures dans les argiles à kerogène. 7th World Petroleum Congress Proc. Mexico, v.2, 1967. — pp. 47–60.

Maerten L., Maerten F. Chronologic modeling of faulted and fractured reservoirs using geomechanically based restoration: Technique and industry applications. AAPG Bulletin, 90, no. 8, 2006. — pp. 1201–1226.

Penteado H. L., Araujo L. M. Compositional Kinetics with a PVT Description Applied to the Prediction of Petroleum Quality in Brazilian Basins. AAPG Search and Discover Article #90100, 2009 AAPG International Conference and Exhibition. 15–18 November 2009, Rio de Janeiro, Brazil.

Pepper, A. S., Corvi P. J. Simple kinetic models of petroleum formation. Part I: oil and gas from kerogen. — Mar. Petr. Geol. Vol. 12, No. 3, 1995. — pp. 291–319.

Peters K. E., Ishiwatari R. and Kaplan I. R. Color of kerogen as an index of organic maturity: AAPG Bull., v. 61, 1977. pp. 504–510.

Peters K. E., Rohrback B. G. and Kaplan I. R. Geochemistry of artificially heated humic and sapropelic sediments; I, Protokerogen AAPG Bulletin, April 1981, v. 65. — pp. 688–705.

Petzoukh Y., Selivanov O., Fomin A. Transformation of recent sediments under differential confining pressure. — San Francisco: AAPG Annual meeting, 1990. Bulletin: AAPG, 1990. — pp. 74, 740.

- Petzoukha Y.** A new mechano-chemical approach to hydrocarbon generation.//12-th world petroleum congress. — Houston: 1987. — pp. 251–262.
- Reitan P.** Energy transformations and the recrystallization and temperatures of metamorphism. — Krystallinikum, 14, 1979. — pp. 181–193.
- Shimoyama A., Johns W. D.** Catalytic conversion of fatty acids to petroleum-like paraffins and their maturation. *Nature. Phys. Sci.*, n 232, 1971. — pp. 140–144.
- Shinn E. A., Robbin D. M. and Steinen R. P.** Experimental compaction of lime sediment (abs.): AAPG Bull., v. 64, 1980. — p. 783.
- Sweeney J., Burnham A.** Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. — AAPG Bulletin, v. 74, no.10 (October 1990). — pp. 1559–1570.
- Tissot, B. and Welte, D. H.** Petroleum Formation and Occurrence, Springer Verlag. — 1978, 2-nd edition — 1984. — 699 p.
- Tissot B., Durand B., Espitalié J. and Combaz A.** Influence of the Nature and Diagenesis of Organic Matter in Formation of Petroleum. *Am. Assoc. Petr. Geol.*, 58, 1974. — pp. 499–506.
- Treibs, A.** Chlorophyll und Häminderivate in bituminösen Gesteinen, Erdölen, Erdwachsen und Asphalten. *Ann. Chem.*, 1934, 510, — pp. 42–62.
- Waples D. W., Tornheim L.** Mathematical models for petroleum-forming processes: carbon isotope fractionation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Volume 42, Issue 5, May 1978. — pp. 467–472.
- Waples D. W., Vera A. and Pacheco J.** A new method for kinetic analysis of source rocks: development and application as a thermal and organic facies indicator in the Tithonian of the Gulf of Campeche, Mexico, Abstracts, 8th Latin American Congress on Organic Geochemistry, Cartagena, 2002. — pp. 296–298.
- Waples D. W. and Nowaczeński V. S.** Source-rock kinetics. To be published in Encyclopedia of Petroleum Geoscience by Springer Verlag, 2015 (в печати), <http://siriusdummy.files.wordpress.com/2013/11/perspective-on-sr-kinetics-ss.pdf>.
- Weder C.** Mechanochemistry: Polymers react to stress, *Nature*, 2009, v. 459, (May 7), p. 45–46. doi:10.1038/459045a.
- Xiao Yitian.** Modeling the Kinetics and Mechanisms of Petroleum and Natural Gas Generation: A First Principles Approach, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2001, v. 42, no. 1. — pp. 383–436. doi:10.2138/rmg.2001.42.11
- Yurg J. W., Eisme E.** Petroleum hydrocarbons: generation from fatty acids. *Science*, v. 144, no. 3625, 1964. — pp. 1451–1452.

МИГРАЦИЯ

Вопросы первичной и вторичной миграции являются одними из самых сложных и неоднозначных во всем процессе формирования нефтяных и газовых месторождений. Их рассмотрению посвящено множество теоретических работ, математических, в том числе компьютерных моделей, а также экспериментов. Процесс этот настолько сложен и разнообразен в различных тектонических и формационных условиях, что, по нашему мнению, а также, по мнению многих ученых (Larson et al., 1993; Неручев, 2006; Waples, 2014), вряд ли поддается универсализации. Проблема заключается в проницаемости пород и сложности ее прогнозирования. Даже в таком крупном масштабе, как при гидродинамическом моделировании хорошо изученного, разбуренного месторождения всегда возникают сложности с настройкой модели на фактические дебиты эксплуатационных скважин. Чего уж говорить о прогнозе величины проницаемости на миллионы лет назад? Такие неопределенности заставляют многих и вовсе отказываться от идеи двухмерного и трехмерного моделирования (Waples, 2014), строя математическую модель генерации, а дальнейшие процессы прогнозируя на концептуальном уровне или упрощенной схеме миграции (Неручев, 2006). Подобный подход принимается в том или ином виде большинством коллективов и авторов компьютерных программ моделирования (например, методики "flow path" или инновационной перколяции в Hantschel, Kauerauf, 2009).

Как отмечалось в предисловии, цель данной монографии — показать новые разработки в компьютерном и экспериментальном моделировании нефти и газа. Поэтому мы, как и в прежних разделах, делаем краткий обзор математических алгоритмов, наиболее оправдавших свое использование, но большую часть описания посвящаем объяснению выявленных закономерностей ускорения массопереноса в осадочно-породных бассейна под действием сейсмотектонического фактора, главным свидетельством которого в природных процессах миграции флюидов является многократное увеличение дебитов скважин, находящихся в сейсмически активных зонах (до 1000 км) после землетрясений различной амплитуды (Копылова, 2010).

5.1 ДАВЛЕНИЕ И ПРОНИЦАЕМОСТЬ ПОРОД

Вопрос расчета давлений вынесен в раздел "Миграции", потому как он напрямую связан с уравнением Дарси, которое так или иначе используется для управления скоростью и дальностью миграции в компьютерном моделировании:

$$v = -(k * k_{\phi\mu} / \mu) * \text{grad}P , \quad (5.1.1)$$

где:

v – скорость миграции (км/млн. лет),

k – проницаемость породы (м^2),

$k_{\phi\mu}$ – относительная проницаемость по флюиду нефть-газ-вода (доли единиц),

μ – вязкость флюида (Па/с),

$\text{grad}P$ – градиент порового давления.

Следует отличать:

– поровое (или пластовое) давление флюида, находящегося в порах породы;

– литостатическое (или геостатическое) давление, создаваемое нагрузкой вышележащих пород;

– давление матрицы породы, которое противодействует давлению поровому под нагрузкой вышележащих пород.

Давление матрицы пород в европейских публикациях называют эффективное давление, в американских источниках иногда называют дословно "давление зерен" (grain pressure).

Также существует понятие гидростатического давления столба жидкости на определенной глубине. Оно является условным. Превышение порового давления над гидростатическим формирует зоны аномально высоких пластовых давлений (АВПД) с различным коэффициентами аномальности.

Кроме литостатического давления в условиях тангенциального сжатия, проявляется себя тектонический стресс, который может в разы превышать статическое давление вышележащих пород. Формирование проницаемости и порового давления в таких условиях на сегодняшний момент изучено недостаточно, несмотря на отдельные значимые работы (Царев, 1988; Карманский, 2010; Семашко, 2012).

Расчет давлений в компьютерных системах ведется по следующим базовым уравнениям:

Гидростатическое давление (P_h):

$$P_h = \rho_w * g * h, \quad (5.1.2)$$

где:

g – ускорение свободного падения, принимается равным 9.8 м/с^2 ,

ρ_w – плотность воды, принимается равной 1040 кг/м^3 ,

h – глубина залегания.

Литостатическое давление (P_{lit})

Если палеоглубина $PWD \leq 0$ (условия суши):

$$P_{lit} = g * \sum_i^n \Delta Z_i (\rho_w * \varphi_i + \rho_{rock-i} * (1 - \varphi_i)) \quad (5.1.3)$$

Если палеоглубина $PWD > 0$ (условия водоема):

$$P_{lit} = \rho_{sea} * g * h_w + g * \sum_i^n \Delta Z_i (\rho_w * \varphi_i + \rho_{rock-i} * (1 - \varphi_i)) \quad (5.1.4)$$

где:

ΔZ_i – мощность слоя в момент расчета (м),

ρ_{sea} – плотность морской воды, принимается равной 1100 кг/м^3 ,

φ_i – пористость слоя в момент расчета (%),

ρ_{rock-i} – плотность слоя (кг/м^3).

Давление матрицы (Эффективное давление)

$$\delta = P_{lit} - P_{por} \quad (5.1.5)$$

Давление матрицы (эффективное давление) при существовании бокового тектонического стресса (Hantschel, Kauerauf, 2009):

$$\delta_{stress} = P_{lit} * (1 + \gamma) / (3 * (1 - \gamma)) + 2 * P_{stress}, \quad (5.1.6)$$

где:

γ – коэффициент Пуассона (аргиллит – 0.14, глина – 0.40, вулканит – 0.22, алевролит – 0.19, песчаник – 0.24, известняк, мергель, доломит – 0.25, соль, ангидрит – 0.49, уголь – 0.25, гранит – 0.22, кварцит – 0.15, гнейс – 0.23).

Проницаемость

Все законы расчета проницаемости пород отнесены к рассчитанной заранее пористости. Известны уравнения типа Козени-Кармана (England et

al., 1987): $K = r^2 \cdot \phi / 8\tau^2$, где K — проницаемость; r — радиус поровых каналов в породе; ϕ — пористость и τ — кривизна каналов, обычно равная $\sqrt{3}$.

Тот факт, что сообщаемость каналов внутри породы — позиция, не поддающаяся прогнозу, а также учитывая вариации диаметра этих каналов, который сильно разнится, преимуществом использования для моделирования обладают эмпирические зависимости, полученные по закономерностям бассейнов всего мира. По мнению (Галушкин, 2007), наиболее разумные оценки получаются с использованием соотношения (Bethke, 1985):

Песчаники:

$$K_x \text{ (латеральная проницаемость)} = 10^{(-13+2\phi)},$$

$$K_z \text{ (вертикальная проницаемость)} = 10^{(-13+2\phi)} / 2,5$$

Глины:

$$K_x \text{ (латеральная проницаемость)} = 10^{(-19+8\phi)},$$

$$K_z \text{ (вертикальная проницаемость)} = 10^{(-19+8\phi)} / 10.$$

Как альтернатива могут быть использованы эмпирические данные по кусочно-линейной зависимости проницаемости от пористости пород (табл. 5.1).

Соли, ангидриты, граниты, кварциты, гнейсы без трещиноватости обладают нулевой проницаемостью, то есть представляют собой идеальные покрышки.

Таблица 5.1
Эмпирические зависимости проницаемости пород от пористости
(Hantschel, Kauerauf, 2009)

Порода	Анизотропия	Пористость (%) в точке:			Проницаемость ($\log(\text{мД})$) в точке:		
		1	2	3	1	2	3
Глина (аргиллит)	1.2	1.00	25.00	70.00	-8.52	-3.00	-1.00
Вулканит (туф)	1.3	1.00	28.00	60.00	-1.87	1.75	4.00
Алевролит	10	1.00	25.00	55.00	-6.28	-1.00	0.71
Песчаник	5	1.00	25.00	41.00	-1.80	3.00	4.33
Известняк (оолитовый)	1.1	1.00	15.00	35.00	-2.44	2.60	3.00
Мергель	1.2	1.00	25.00	50.00	-5.05	-2.25	-0.78
Доломит	1.1	1.00	25.00	35.00	0.11	2.83	3.92
Уголь	4	3.00	15.00	75.00	-7.50	-3.75	0.00
Горючий сланец	10	1.00	25.00	75.00	-3.05	-1.80	2.50

Тектонический (боковой) стресс

Замеры тектонического стресса *insitu* показывают его значительные превышения над литостатической нагрузкой вышележащих пород в складчато-надвиговых поясах (Ребецкий, 2008).

С сильнейшими проявлениями тектонического сжатия, в несколько раз превышавшими напряжения, рассчитанные от веса вышележащих пород, столкнулись в конце прошлого столетия строители Симплонского туннеля в Альпах. Тогда же стали известны яркие проявления тангенциального сжатия в известняках и песчаниках ордовика и силура, горизонтально залегающих почти у самой поверхности в восточной части Северо-Американской платформы. В одной из каменоломен вблизи Чикаго был освобожден от нагрузки слой, который «на глазах» изогнулся в складку и дал трещину на месте перегиба. В дальнейшем подобные изгибы были замечены в каменоломнях штатов Онтарио, Квебек (Канада) и Нью-Йорк (США) (Кропоткин, Макеев, 1987).

Значения тангенциальных стрессов, замеренных *insitu* может достигать значений до 170 МПа на глубине 1 км, что более чем в десять раз превосходит литостатическое давление (вертикальную нагрузку вышележащих пород). Отчетливая анизотропия с преобладанием стресса, ориентированного перпендикулярно к горным хребтам, сформированным в процессе альпийской складчатости (Альпы, Япония), или ранее, но испытавших подъем во время последней (Норвежские каледониды, Аппалачи, Урал, Тянь-Шань), наблюдается как в пределах орогена так и вблизи него. В таких зонах соотношение $P_{\text{stress}}/P_{\text{lit}}$ составляет от 2 до 20.

Малый тектонический стресс. Условия наложенного тектонического стресса, превышающего литостатическую нагрузку в 1,5–2 раза определяют развитие растрескивания пород и образование трещинного типа коллектива в нагруженных породах, подверженных крупным деформациям по реологическим свойствам. Относительно небольшие стрессы здесь действуют до смыкания трещин. Процесс растрескивания относится как к породам коллектива, так и потенциальным покрышкам, что не может радовать нефтяника, поскольку зачастую ставится под сомнение образование эффективной углеводородной системы. Тем не менее, в районах проявления в верхнем мелу Северо-Западного Кавказа транспрессионных движений малой и средней интенсивности (относительно сжимающих напряжений тангенциального стресса главных фаз) выявлены специфичные для карбонатных разрезов покрышки, сформированные благодаря заполнению трещин вторичным кальцитом. Описанные зоны выделены в районе замыкания Новороссийского синклиниория Анапским выступом. На Дообском месторождении газа (г. Дооб, район п. Кабардинка Краснодарского края) на глубинах менее километра покрышки для сеноманской залежи служат породы турона, сильно трещиноватые. Трещины заполнены кальцитом, тем самым формируя покрышку. Это повсеместное явление, которое каждый может наблюдать во флише, в береговых

обнажениях от Геленджика до Новороссийска. Причем, процесс заполнения кальцитом трещин происходил в низкотемпературных условиях до 50 °C.

Интенсивный и средний тектонический стресс. При тектоническом стрессе превышающем литостатическую нагрузку в разы, разломы не способны пропускать флюиды до и после образования трещины. Однако в момент движения блоков, которое происходит резко с сейсмической активностью происходит увеличение проницаемости не только в зоне разлома, но и на десятки и сотни километров вокруг (зона влияния зависит от амплитуды смещения и магнитуды землетрясений, подробней см. параграф 5.4).

Таким образом, для моделирования вторичной миграции и аккумуляции воздействие малого тектонического стресса неоднозначно и зависит от дополнительных факторов (например, литологии), а воздействие значительного тектонического стресса оказывает формирование пульсационного характера миграции и в разы увеличивает проницаемость пород (зависимости в параграфе 5.4) во время сейсмической активности. В остальные периоды трещины смыкаются и не способны пропускать флюиды (рис. 5.2).

На сегодняшний день для компьютерного моделирования условий динамокатагенеза, а также условий протекания вторичной миграции при тектоническом стрессе и сейсмоволновой активности значение тектонического стресса может быть задано по результатам определения параметров палеостресса в каждой точке 2D/3D модели. Проблемой здесь является то, что параметры палеостресса, рассчитанные программами для геомеханической структурной реконструкции отличаются от реальных. Они завышены, а для ввода поправочных коэффициентов пока недостаточно данных. И если для оценок смещения катагенетической преобразованности эти данные могут быть эмпирически откалиброваны, то для учета тектонического стресса при малых значениях (для расчета трещиноватости) этот метод не подходит.

Другой упрощенный вариант предполагает задание отношения $k = P_{\text{stress}}/P_{\text{lit}}$ тектонического стресса, оконтуриванием зон вручную согласно геодинамической классификации блоков земной коры (Резников, 2006) (параграф 4.2) на время, определенное для тектонической активности в регионе. Причем, развитие таких горизонтальных напряжений характерно для верхних зон осадочного чехла от 0 до 3 км. На больших глубинах в геосреде происходит перевод части упругих деформаций в неупругие (Jager, 1962 в Ребецкий, 2008). Согласно распределению вертикальных напряжений и отношения полусуммы горизонтальных напряжений из работы (Brady, Brown, 2004) для глубин от 1000 до 3000 м зависимость $k = 0,5 + 1500/H$ (H — глубина замера, м). Используя максимальные значения k_{\max} на поверхности и до глубины 1000 м, а также эмпирический закон (Brady, Brown, 2004), можно рассчитывать уменьшение P_{stress} с глубиной.

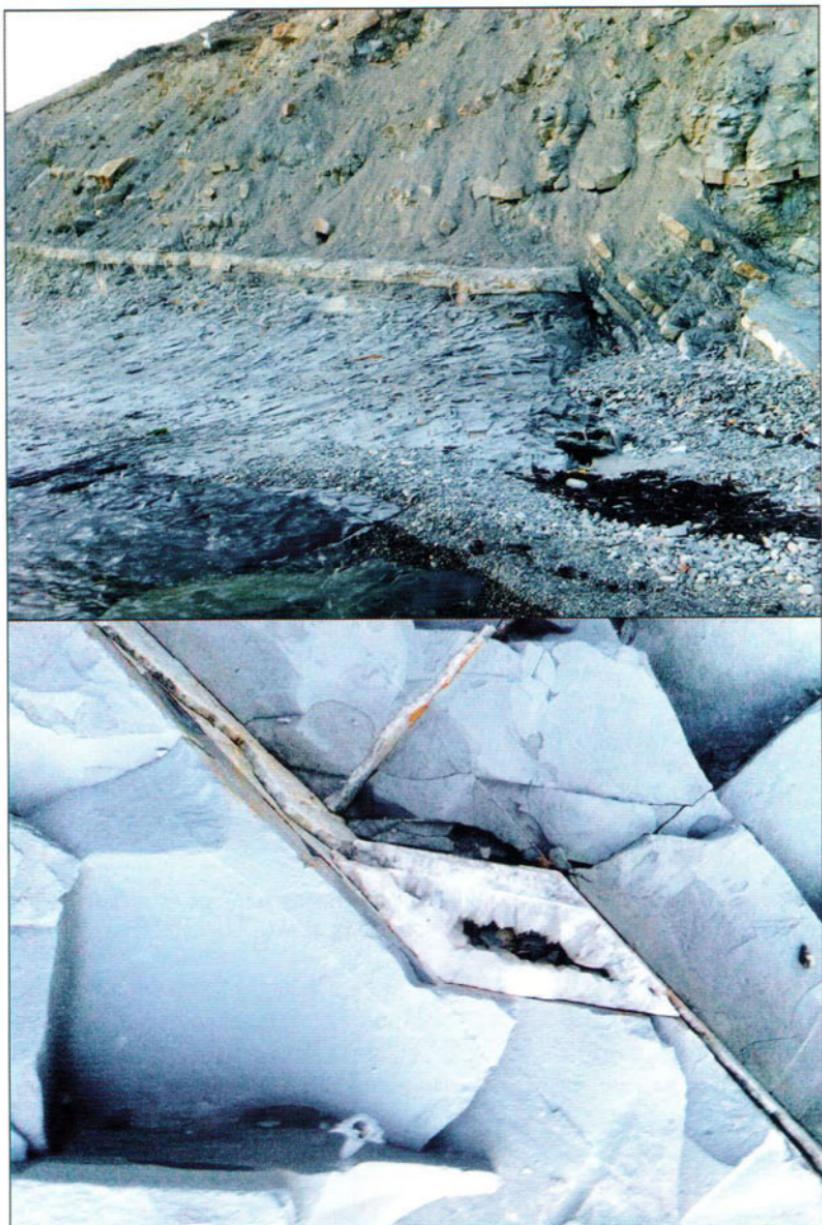


Рисунок 5.1. Заполнение трещин вторичным кальцитом в карбонатном флише палеоценового возраста (замыкание Семисамской антиклинали, п. Сукко, Новороссийск) – снизу. Тектонические условия формирования трещиноватости проиллюстрированы на примере небольшого взброса (район п. Мысхако, Новороссийск) – сверху



Рисунок 5.2. Сложнодислоцированные палеоценовые породы Агойского перевала
(Северо-Западный Кавказ)

Таблица 5.2
Геодинамическая классификация блоков земной коры (Резников, 2008)

Тип	Степень геодинамической возбужденности	$k_{\max} = P_{\text{stress}}/P_{\text{lit}}$
I _д	Очень слабая	0,5
II _д	Слабая	1,0
III _д	Умеренная	3,0
IV _д	Повышенная	5,0
V _д	Сильная	10,0
VI _д	Очень сильная	15,0
VII _д	Максимальная	20,0

Давление порога трещинообразования (P_{frac})

Условие трещинообразования в породе: $P_{por} > P_{frac}$

$$P_{frac} = 0.8 * \sigma_1 \quad (5.1.7)$$

Ключевым параметром здесь является коэффициент, ответственный за расположение линии давления (порог) трещинообразования относительно величины главного напряжения сжатия. Без специальных исследований значение порога трещинообразования принимается 80% от σ_1 . Этот уровень необходимо калибровать при получении эмпирических зависимостей (природных наблюдений/экспериментальных данных).

В результате изменяется проницаемость и капиллярное давление (Hantschel, Kauerauf, 2009):

$$\log(K_{frac}) = \log K + 3 * (P_{por} - P_{frac}) / P_{frac}, \quad (5.1.8)$$

где:

K_{frac} – проницаемость после трещинообразования,
 K – проницаемость без «применения» трещинообразования.

$$P_{capFrac} = P_{cap} + 3 * (P_{por} - P_{frac}) / P_{frac}, \quad (5.1.9)$$

где:

$P_{capFrac}$ – капиллярное давление после трещинообразования,
 P_{cap} – капиллярное давление без «применения» трещинообразования.

Поровое давление (P_{por})

В случае движения воды в хорошо проницаемых породах, поровое давление не будет отличаться от гидростатического. В случае встречи потоком непроницаемой покрышки, поровое давление должно уравновесить нагрузку матрицы породы и резко достигает значений литостатического (рис. 5.3). Общим уравнением для оценки развития зон АВПД, связывающим сжимаемость породы, проницаемость и давление является (Hantschel, Kauerauf, 2009):

$$-K * \Delta P_{por} / (\Delta z * \mu_w) = C_T * \Delta (P_{lit} - P_{por}) / \Delta t, \quad (5.1.10)$$

где:

K – проницаемость (берется среднее между расчетными ячейками),
 μ_w – вязкость воды,
 $C_T = -\Delta \varphi / \Delta \delta$ сжимаемость породы,
 Δt – временной отрезок.

Буквенные обозначения остальных параметров соответствуют использованным в предыдущих соотношениях.

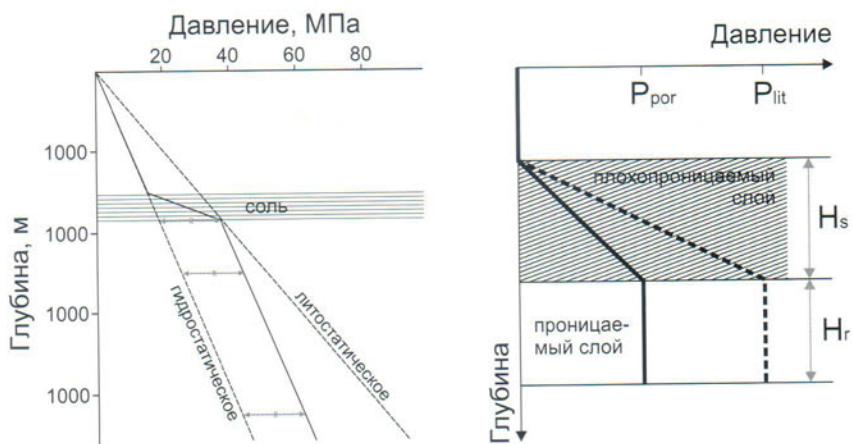


Рисунок 5.3. Рост порового давления в непроницаемой покрышке (слева). Идеальная модель для расчета снижения порового давления после начала оттока воды по плохоизпроницаемой покрышке (справа): сплошной линией – поровое давление, рассчитанное через время t после начала снижения давления от значения литостатического (до расчета); пунктиром – условно принимаемое давление идеальной покрышки до расчета

Для учета замедленного оттока воды из низкопроницаемых зон при быстром осадконакоплении в одномерном варианте (Hantschel, Kauerauf, 2009) вычисляется уменьшение порового давления от критической точки (когда принимается, что в плохоизпроницаемой породе до расчета поровое давление равно литостатическому).

Следующее уравнение получено интегрированием обоих частей уравнения 5.1.10 и решением дифференциального уравнения.

$$P_{\text{por}} = P_{\text{lit}} * \exp(-t * K_s / (C_r * \mu_w * H_s * H_r)), \quad (5.1.11)$$

где:

t – время расчета (сек),

H_s – мощность расчетного слоя (плохопроницаемого, фильтрующегося),

P_{lit} – литостатическое давление на границе двух слоев (до расчета),

K_s – проницаемость расчетного слоя (плохопроницаемого, фильтрующегося),

H_r – мощность проницаемого слоя (нижележащего, из которого отжимается вода),

C_r – сжимаемость слоя r (нижележащего, из которого отжимается вода).

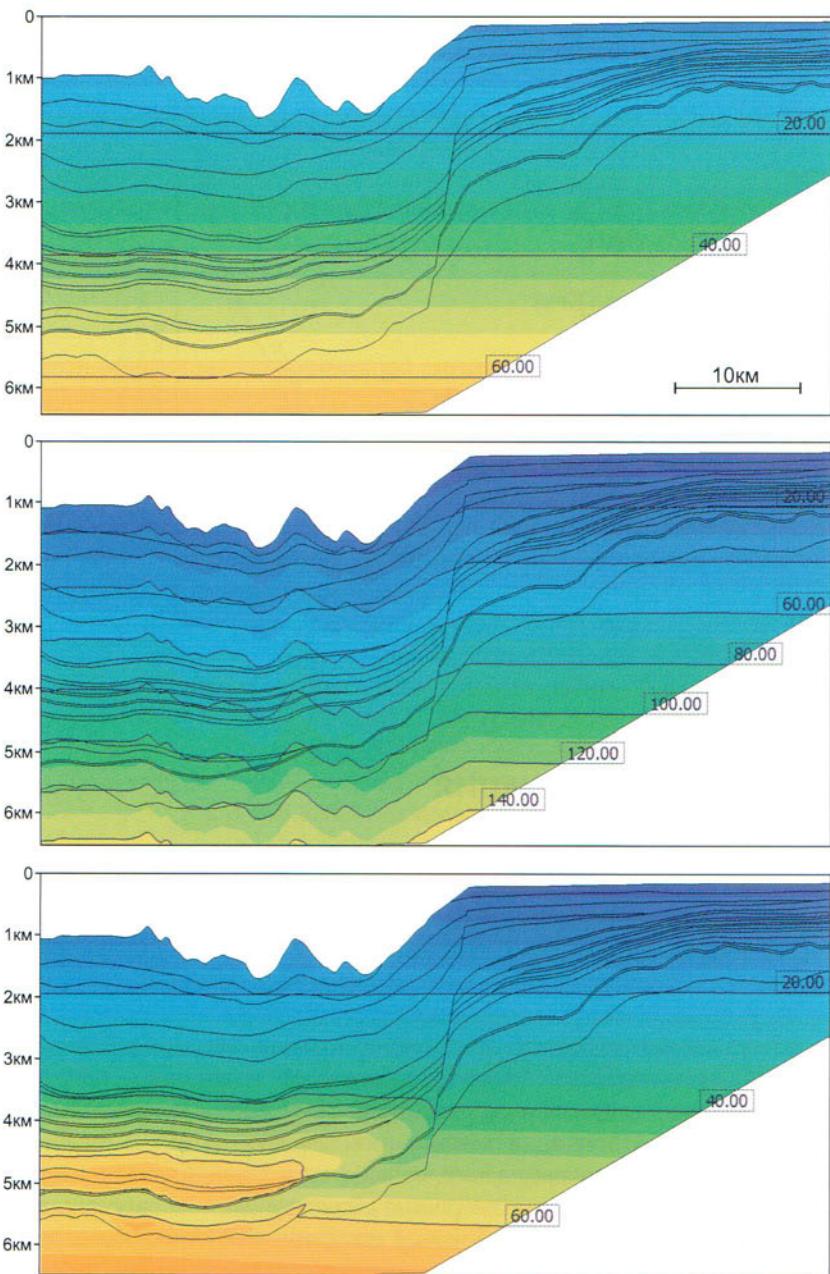


Рисунок 5.4. Результаты расчета гидростатического (сверху),
литостатического (посередне)
и порового давления (снизу) в недрах Туапсинского прогиба.
Числа в прямоугольниках – давление, МПа

Предполагается (Hantschel, Kauerauf, 2009), что при воздействии тектонического стресса соотношение 5.1.4 приобретает следующий вид:

$$-K^* \Delta(P_{por}) / (\Delta z^* \mu_w) = C_{stress} * \Delta(\delta stress - P_h - P_{por}) / \Delta t, \quad (5.1.12)$$

где:

K – проницаемость(берется среднее между расчетными ячейками),
 μ_w – вязкость воды.

$$C_{stress} = C_T * 3 * (1 - \gamma) / (1 + \gamma) \quad (5.1.13)$$

Буквенные обозначения остальных параметров соответствуют использованным в предыдущих соотношениях.

На рис. 5.4 проиллюстрированы результаты расчета давления для Туапсинского прогиба с формированием зоны АВПД в майкопской глинистой толще.

В заключении рассмотрения расчетов давлений, создаваемых в недрах, отметим, что представленные уравнения являются лишь базовыми, которые с нашей точки зрения являются наиболее обоснованными для современного уровня знаний о недрах. Наибольшие споры касаются расчетов проницаемости и в меньшей степени порового давления.

Обсуждение различных подходов можно найти в специальной литературе (Галушкин, 2007; Hantschel, Kauerauf, 2009).

5.2 ПЕРВИЧНАЯ МИГРАЦИЯ

Масштабы генерации УВ находятся в генетической связи со степенью проявления тектоногенеза (Черский и др., 1985). Основная масса УВ образуется в периоды активизации тектонической деятельности, причем интенсивность первичной миграции связана с интенсивностью генерации нефти и газа в поровом пространстве слабопроницаемых пород. Но и первичная миграция ускоряет дальнейшую генерацию УВ. Этот взаимообусловленный процесс объясняется принципом Ле-Шателье в химии. Механизм "геохимического сваба" целесообразно показать на примере образования естественного гидроразрыва пород при формировании АВПД.

Среди основных причин, ответственных за развитие АВПД в слабопроницаемых породах, выделяют замедленный отток флюидов при элизионном гидродинамическом режиме; генерацию углеводородов из рассеянного органического вещества породы и боковой тектонический стресс. Заметим, что эти процессы зачастую сопутствуют друг другу. Так тектонический стресс усиливает генерацию углеводородов, а замедленный отток флюидов (как воды, так и углеводородов) предшествует развитию трещиноватости до достижения порога трещинообразования.

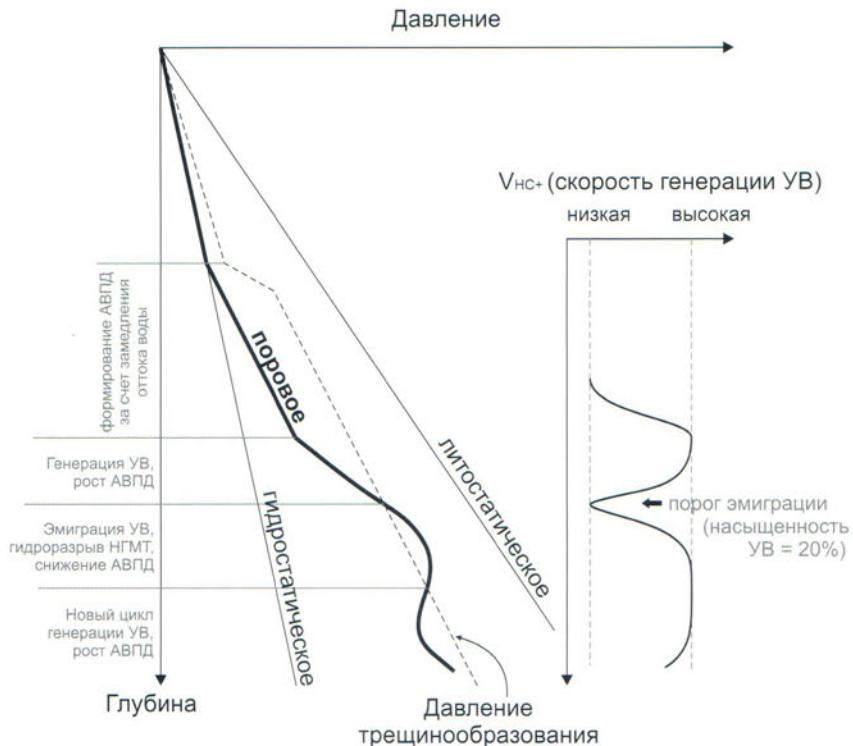


Рисунок 5.5. Процессы эмиграции углеводородов

Эти процессы, однако же, имеют свою очередьность (рис. 5.5).

1. На первых этапах формирования АВПД поровое давление начинает нарастать над гидростатическим за счет того, что вода из слабопроницаемых пород не успевает эвакуироваться. За счет уплотнения матрицы породы, давление на флюид (поровое или флюидное давление) увеличивается.

2. При дальнейшем погружении и участии тектонического стресса, начинают генерироваться углеводороды, создавая дополнительное флюидное давление. В определенный момент времени угол отклонения кривой порового давления становится больше, но скорость генерации УВ снижается. Процесс снижения темпов генерации УВ объясняется невозможностью эвакуации флюида до гидроразрыва вмещающей материнской толщи. Наличие в местах прохождения реакций жидких и газообразных продуктов преобразования керогена — фактор замедления этих же реакций.

3. При достижении поровым давлением некоторого значения давления трещинообразования происходит эвакуация продуктов реакций преобразования органического вещества из мест протекания реакций. В этот момент скорость реакций снова быстро возрастает согласно принципу Ле-Шателье.

Трещины схлопываются и начинается новый цикл нефтегазогенерации. Пульсационный характер процесса миграции показан на основе геохимических индикаторов на примере работ Д. Лейтхойзера (Leythaeuser et al., 2007). Процесс трещинообразования и ускорения реакций преобразования тесно связан с fazами активизации тектоногенеза. А интенсивность первичной миграции, таким образом, связана с активацией и релаксацией тектонического стресса. Этот механизм также обсуждается в параграфе 5.5 в контексте влияния знакопеременных геодинамических напряжений на пульсирующий характер процессов вторичной миграции.

5.3 АЛГОРИТМ МИГРАЦИИ

Нефть и газ мигрируют раздельными fazами, независимо друг от друга по мере «включения» материнских свит в процесс генерации. Расчет вторичной миграции в компьютерных программах по моделированию начинается с момента, когда плотности потоков генерации и эмиграции нефти или газа в ячейках с материнскими свитами принимают отличные от нуля значения.

Для описания миграции нефти и газа будут использованы пять простейших алгоритмов, которые соответствуют «рядовым» ситуациям движения флюида в среде горных пород под нагрузкой вышележащих пород (литостатическое давление), а также бокового тектонического стресса.

Представленный ниже алгоритм является гибридным методом, основой для которого послужили различные модели:

- 1) Модель С. Г. Неручева (Неручев, 2006), с оценкой высоты остаточной мертвой нефтенасыщенности при формировании вертикального миграционного канала;
- 2) Стандартные расчеты по закону Дарси, в части оценки скорости латеральной восходящей миграции по хорошо проницаемым породам;
- 3) Модель "flow path" (Hantschel, Kauerauf, 2009), в части решения некоторых геометрических задач.

Ситуация 1: Первичная миграция из НГМТ.

При первичной миграции из НГМТ происходит по существу инъекция флюида в точке соприкосновения материнской породы и вышележащей породы (рис. 5.6). Это происходит за счет механизма гидроразрыва матрицы минеральной части нефтегазоматеринской свиты. Дальнейшая восходящая вертикальная миграция флюида происходит по несущим каналам, образованным в результате разрыва сплошности пород в зонах повышенной трещиноватости. Мы не уделяем внимания объяснению физических основ такого явления. Оговоримся лишь о том, что процесс формирования миграционных каналов выявлен экспериментально (Catalan et al., 1992).

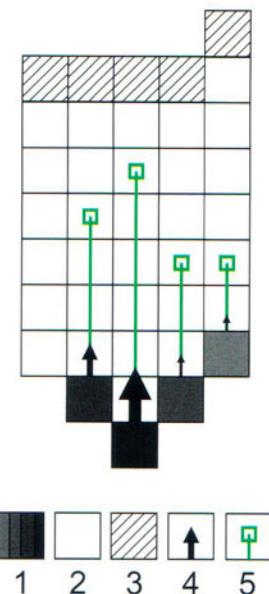


Рисунок 5.6. Формализация канала вертикальной миграции из материнских свит

Условные обозначения:

- 1 – ячейки с материнскими свитами (с назначенным содержанием органического углерода, водородным индексом и кинетическим спектром реакций преобразования ОВ);
- 2 – ячейки с хорошо проницаемыми породами (песчаники, алевритовые песчаники, песчаные алевролиты);
- 3 – ячейки с плохо проницаемыми породами (аргиллиты, алевритовые аргиллиты, глинистые алевролиты);
- 4 – условная величина суммарной плотности эмиграции жидкой нефтяной/газовой фазы ко времени t ;
- 5 – высота вертикальной миграции.

До встречи с хорошо проницаемым коллектором ограниченным сверху покрышкой, миграция происходит вертикально. Ключевым оцениваемым параметром на этом этапе является высота миграции $H_{\text{мир}}$ на данном временному шаге. Другими словами определяется ячейка, в которой окажется флюид, мигрирующий вверх. Миграция в данном случае контролируется трещинной пористостью этих каналов, а также коэффициентом остаточной нефтенасыщенности, или мертвого объема нефтяной жидкой фазы/газовой газообразной фазы, которые остаются в порах на путях вертикальной миграции. Причем процесс движения вверх контролируется объемами генерируемого и эмигрирующего флюида. Для определения высоты вертикальной миграции используется формула (Неручев С.Г., 2006):

$$H_{\text{мигр}} = q_{\text{мигр}}^{\text{эм}} / (\varphi_{\text{тр}} * K_{\text{остнн}} * \rho_h), \quad (5.3.1)$$

где:

$q_{\text{мигр}}^{\text{эм}}$ – суммарная плотность эмиграции жидкой нефтяной/газовой фазы ко времени t (известны из предыдущих расчетов см. раздел 4 приложение А),

$\varphi_{\text{тр}}$ – трещинная пористость (эмпирически определена как 0,02 (Неручев, 2006)),

$K_{\text{остнн}}$ – коэффициент остаточной нефтенасыщенности (эмпирически определена как 0,3 (Неручев, 2006)),

ρ_h – плотность флюида в пластовых условиях (см. параграф 5.4).

Правило сложения. Если на одной линии вертикального канала миграции встречается несколько НГМТ, то в момент включения еще одной к уже существующему $H_{\text{мигр}}$ прибавляется сверху высота, которая обеспечивается эмиграцией из новой НГМТ. Если к этому моменту уже сформирован «канал» вертикальной миграции из мертвой нефти до первой плохо проницаемой покрышки – начинается миграция свободной нефти (газа) и плотности миграции складываются по фазам. При этом вязкость, плотность и газовый (конденсатный фактор) новой смеси считается заново для новой смеси, согласно используемой PVT-модели. (см. следующий параграф).

Такой вертикальный поток (мертвой жидкой нефтяной и газовой фаз) теперь уже не зависит от малой проницаемости плохо проницаемых пород. По этой «дороге» проложенной мертвой нефтью и газом уже могут двигаться "мобильные флюиды". И они будут двигаться вверх с определенной скоростью (аналогично описанной в ситуации 4) пока не встретят «покрышку» с плохо проницаемыми породами. Тогда поток разделяется – большая часть уходит латерально (в сторону) по направлению наклона покрышки, а часть пытается мигрировать вверх сквозь плохо проницаемую покрышку. Естественно, вторая часть составляет значительно меньшие объемы.

К концу каждого временного шага рассчитываются не только потоки на каждую ячейку с мобильными углеводородами [$m^3 УВ/m^2$ сек], но и плотности миграции за рассчитанный промежуток времени [$m^3 УВ/m^2$].

Ситуация 2: Разделение потока под мало проницаемой покрышкой.

После того как в каждой «псевдоскважине», на которые разбивается двухмерная или трехмерная модель, создан вертикальный канал мертвой нефти, флюид движется по ней с величиной потока миграции $Q_{\text{мигр}}^{\text{max}}$.

При этом необходимо выбрать направление, по которому он будет двигаться. В ячейке с плотностью потока, отличной от нуля, перебираются все окружающие ячейки (26 для трехмерного моделирования и 8 для двухмерного) на предмет поиска наиболее низкого значения порового давления. В ячейку с найденным наименьшим значением направляется поток миграции $Q_{\text{мигр}}^{\text{max}}$.

Когда же на пути восходящего вертикального потока миграции встречается малопроницаемая толща (расчетная скорость потока мала, хотя и давление в ячейке наименьшее), большая часть флюида пойдет в сторону, где перепад давления не такой большой, но проницаемость выше, и она определяет больший поток (рис. 5.7). С этой целью проверяется не только значение порового давления в окружающих ячейках, но и возможный рассчитанный поток. Таким образом, при проверке окружающих ячеек рассчитываются потоки и пропорционально величине рассчитанных потоков разделяются.

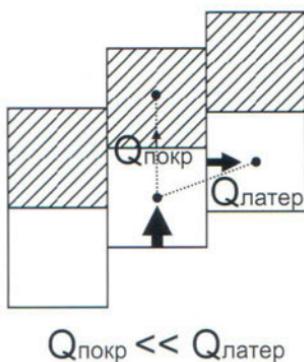


Рисунок 5.7. Формализация латеральной миграции флюида по хорошо проницаемому горизонту. Условные обозначения на рис. 5.6

Ситуация 3: Прохождение вертикальным потоком плохо проницаемых горизонтов определяется проницаемостью (рис. 5.8). Порог – максимальный поток, вычисленный для отрезка с одинаковой проницаемостью (и углом – в данном случае $\sin 90^\circ = 1$) по формуле:

$$Q_{\text{migr}}^{\max} = -\phi * S * K_{\text{tect}} (r^2 / 24 \mu_f) (\Delta P_{\text{por}} / \Delta L)^* \sin \alpha, \quad (5.3.2)$$

где:

ϕ – пористость породы,

K_{tect} – коэффициент увеличения проницаемости породы в различных сейсмоконтактных зонах (задается зонально, согласно определенным областям сейсмической активности, подробно см. параграф 5.5),

r – радиус пор породы (для песчаника – 10^{-6} м, для глин – 10^{-8} м),

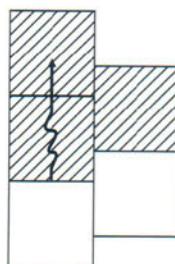
μ_f – вязкость флюида в пластовых условиях (расчет см. параграф 5.4),

ΔP_{por} – разница поровых давлений для двух точек (рассчитано заранее для всего разреза),

$\sin \alpha$ – синус угла между двумя точками,

S – нефтенасыщенность сети пор, занятых нефтью (равна 0,5),

ΔL – расстояние между точками (ячейками).



$$Q_{\text{покр}} \neq 0$$

Рисунок 5.8. Прохождение флюидом плохо проницаемой породы с малой скоростью. Условные обозначения на рис. 5.6

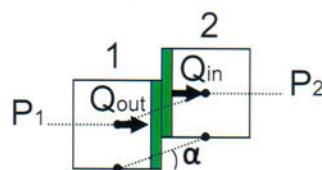
Когда вертикальный поток встречает резервуар (коллектор), по которому поток может отклониться и пойти в сторону ловушки, — поток должен разделиться пропорционально максимальным скоростям в двух альтернативных направлениях. Другими словами — большая часть уйдет латерально (в сторону) по направлению угла коллектора, а меньшая часть продолжит движение по малопроницаемой покрышке (глина, глина с алевролитом) вверх, но уже медленнее (см. рис. 5.7).

Скорости потоков определяют само значение потока на точках (ячейках) разреза, а соответственно и объемы флюида на каждый конкретный момент расчета.

Таким образом, мы переходим к четвертой ситуации.

Ситуация 4: Простое движение.

Движение флюида происходит от ячейки к ячейке. На начало этапа мы имеем определенное состояние с вычисленными потоками на каждую ячейку (на каждую ее лимитирующую поверхность) (рис. 5.9).



$$Q_{\text{out}} = Q_{\text{in}}$$

Рисунок 5.9. Формализация движения флюида от ячейки к ячейке

Расчет происходит через равные малые (либо заданные пользователем) промежутки времени. Находится расстояние, которое может пройти поток за это время (имея ввиду скорость по выбранному пути). Если расстояние превышает расстояние между ячейками, тогда вычисляется расстояние, которое поток может пройти по следующему участку (следующую ячейку). Если превышает — поток двигается дальше. Движение происходит, пока хватает времени. Флюид, который был на начало расчета в определенной ячейке, перемещается на конец расчета в другую ячейку. Это делается формально, путем прибавления плотности миграции от первоначальной ячейки к конечной. Таким образом, за время шага моделирования рассчитывается переход объемов углеводородов в пространстве.

Процедура проделывается со всеми ячейками, в которых есть рассчитанные потоки (а соответственно и углеводороды). При этом движется только свободная фаза. "Мертвое" объемное количество УВ в рассчитываемой фазе осталось в вертикальных путях и маркируется отдельно, так чтобы не участвовать в миграции.

Поток рассчитывается по аналогичной (5.3.2) формуле:

$$Q_{\text{migr max}} = -\phi * S * K_{\text{tect}} (r^2 / 24 \mu_f) (\Delta P_{\text{por}} / \Delta L) * \sin \alpha ,$$

где:

ϕ — пористость породы,

K_{tect} — коэффициент увеличения проницаемости породы в различных сейсмоконтактных зонах (задается зонально, согласно определенным областям сейсмической активности, подробно см. параграф 5.5),

r — радиус пор породы (для песчаника — 10^{-6} м, для глин 10^{-8} м),

μ_f — вязкость флюида в пластовых условиях (расчет см. параграф 5.4),

ΔP_{por} — разница поровых давлений для двух точек (рассчитано заранее для всего разреза),

$\sin \alpha$ — синус угла между двумя точками,

S — нефтенасыщенность сети пор, занятых нефтью (равна 0,5),

ΔL — расстояние между точками (ячейками).

Ситуация 5: Аккумуляция.

В случае, когда ячейку с потоком окружают ячейки только с малой скоростью через плохо проницаемые породы (или вовсе непроницаемые) — путей для миграции по коллектору в данный момент нет, происходит аккумуляция. Количество УВ, принесенное потоком, остается в ячейке. В следующий момент времени приходит новый поток. Потоки складываются. Происходит накопление флюида в ячейке. При этом в определенный момент вместительность ячейки равна объему, который принес поток. Когда ячейка заполнена более чем на сто процентов, она не может вместить весь объем, а излишки необходимо разместить где-то еще. Это ситуация — отправная точка длявода области с названием «скопление».

Для программы класс ячейки должен маркироваться как «скопление». Далее находится эффективный объем этой заполненной ловушки. Условно, выполняется поиск пространства для заполнения излишним объемом скопления. Для этого проводится условная горизонтальная линия (плоскость) вниз на единичную величину длины (рис. 5.10). В случае двухмерного разреза, если линия два раза на одной горизонтали встречает покрышку в области геометрически ниже ячейки названной скоплением, — тогда определена новая область скопления. Новая область (розовым на рис. 5.10) ограничена положением условной прямой линии и кривой линией подошвы ячеек покрышки. В случае трехмерного пространства моделирования условием ограничения области скопления является пересечение горизонтальной плоскостью поверхности подошвы ячеек покрышки (пересечение должно образовывать замкнутую кривую). Теперь любой поток «приходящий» в границы скопления — увеличивает скопление. Присоединяющиеся к нему потоки должны маркироваться как потоки в точке аккумуляции, с расчетом плотности аккумуляции q^a_k к моменту времени. Пока новый объем «скопления» не заполнился максимально, происходит его наполнение. Когда появляются излишки — ищется новый объем вышеописанным методом. Если объем не найден, считается, что ловушка заполнена. В дальнейшем происходит «излив» углеводородов из ловушки.

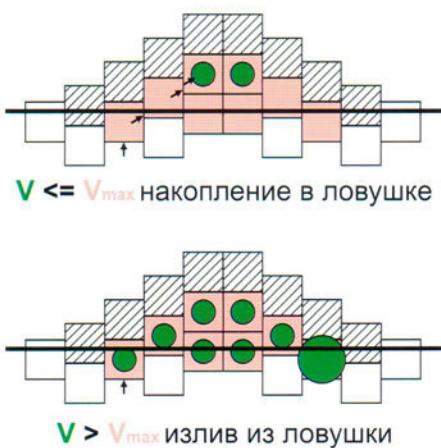


Рисунок 5.10. Формализация формирования области модели, маркируемое как "скопление"

Ситуация 6: Отток из ловушки (излив).

Необходимо найти ячейку (геометрическую точку), из которой происходит излив. Далее определить ячейку, куда пойдет излив, и присвоить поток (излишки) этой ячейке. Далее действуют остальные простейшие ситуации.

Задача: как определить точку (ячейку) излива? Точку излива надо искать в последнем объеме, который можно зафиксировать. То есть в случае, когда ниже «скопления» условная горизонтальная линия (плоскость) не находит пересечения с линией (плоскостью) раздела покрышка-резервуар. Программа понимает, что если пересечения нет, то ловушки ниже уже нет и скопление быть не может. «Утечка» может в одну из точек пересечения из последнего «скопления», определенного с помощью условной линии (плоскости). Точка излива находится в первом месте разрыва кривой пересечения условной горизонтальной плоскости (линии) и линии раздела покрышки и скопления (рис. 5.11).

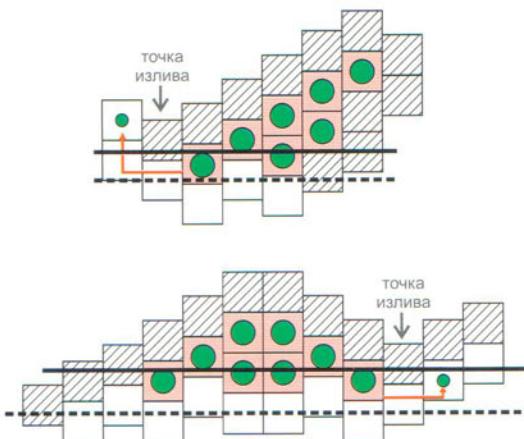


Рисунок 5.11. Поиск точки излива из "скопления"

Миграция по разлому. Вокруг разлома по одной ячейке с каждой стороны (после процедуры разбиения области счета на единичные объемы — ячейки) маркируется область «приразломная». Если флюид приходит в эту область, для него сразу присваивается собственная форма движения, определяемая проницаемостью вне зависимости от остальных расчетов. Эта форма движения подчиняется «ключу», который вводится заранее для каждого разлома:

- разлом непроводящий;
- разлом проводящий;
- периоды проводящий-непроводящий.

То есть, если разлом не проводящий, то области «приразломная» присваивается проницаемость $20 \log (\text{мД})$, и она становится практически непроницаемой покрышкой. Если разлом проводящий, то области присваивается проницаемость наиболее высокая ($5-10 \log (\text{мД})$), и расчеты идут по стандартной формуле.

В результате расчет миграции и аккумуляции углеводородов осуществляется для всех ячеек на всех временных шагах. Результат представляется с трассировкой путей миграции по ячейкам, которым был присвоен отличный от нуля поток по различным фазам (рис. 5.12).

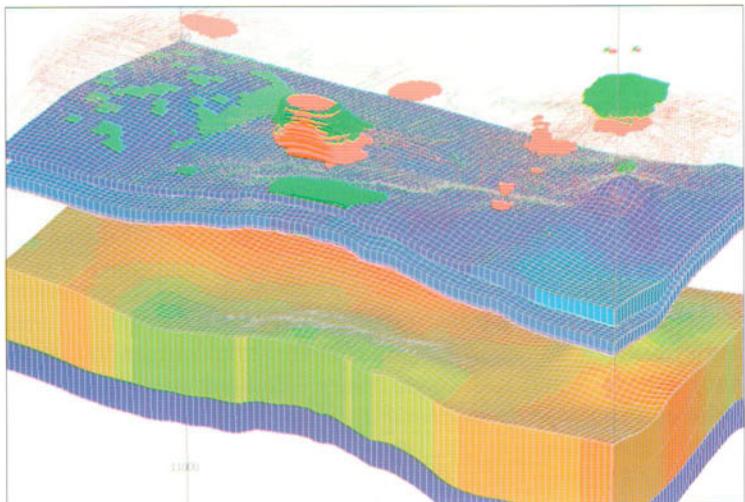


Рисунок 5.12. Миграция и аккумуляция углеводородов (красным – газовая фаза, зеленым – жидкая нефтяная фаза) на примере одной из площадей Западной Сибири

5.4 ФАЗОВЫЙ СОСТАВ И СВОЙСТВА УГЛЕВОДОРОДОВ

При восходящей миграции углеводородной смеси в жидкой фазе, или вызванной другими причинами снижении температуры и давления ниже давления насыщения нефти газом, будет происходить выделение газа. При миграции газоконденсатов и снижении температуры и давления ниже давления конденсации будет происходить выделение нефтяных углеводородов, ставших избыточными при данных давлении и температуре. При увеличении давления и температуры (погружении) происходит обогащение жидкой фазы газом (Неручев, 2006).

При расчетах вторичной миграции углеводородов необходимо пересчитывать фазовое состояние на каждом шаге расчета. Углеводороды имеют компонентный состав в зависимости от использованного кинетического спектра генерации (от двух до 14 компонентов) и фазовый состав. Компонент – это группа отдельных углеводородов, сформированная похожести молекулярного строения (например количество атомов углерода). Фаза – это однородная область вещества в общем смысле (без изменения свойств в любой точке области). В моделировании фаза – это группа углеводородов или других флюидов, собранных по принципу фазового состояния в определенных Р-Т условиях.

В компьютерном моделировании принято считать существование 3 фаз, отдельно мигрирующих в недрах: вода, жидкие УВ и газообразные УВ. В полярной молекуле воды не растворимы практически все углеводороды, кроме метана. Для моделирования вода условно принимается отдельной фазой,

в которой никакие компоненты УВ не растворимы. Для жидких и газообразных УВ сложность состоит в том, что при различных Р и Т различные по молекулярной массе компоненты переходят из одного состояния в другое в соответствии с кривыми конденсации и кипения этих компонентов на Р-Т диаграммах в конкретной смеси. Необходимость учета этого явления продиктована различными свойствами (в первую очередь вязкость) жидкой/газовой фазы и их влиянием на протекание вторичной миграции. Расчет фазовых переходов — цель которая разбивается на несколько задач после расчета миграции на определенном временном шаге:

1. Группирование компонентов С1–5 в псевдокомпонент газовый и С6+ в псевдокомпонент нефтяной.

2. Определение кривых кипения и конденсации

3. Распределение объемных долей компонентов по фазам.

В некоторых программных комплексах фазовые переходы рассчитываются по термическим уравнениям состояния для реальных газов (например, уравнение Ван-дер-Ваальса) с расчетами минимизации свободной энергии Гиббса, химического потенциала каждого компонента. С нашей точки зрения, эти расчеты сложны и не соответствуют масштабу объекта моделирования. Такая точность не обязательна в бассейновых моделях, когда интервал неопределенности на этапе расчета генерационных параметров на порядок превышают ошибку расчетов фазовых переходов. Поэтому, мы используем так называемую симметричную "black oil" модель, которая была описана выше. Более того, практика гидродинамического моделирования показывает лучшую настраиваемость моделей при использовании "black oil".

УВ-флюид в предложенном в параграфе 5.2 методе присутствует в трех состояниях: мертвые (потерянные) УВ в каналах миграции, мобильные (мигрирующие) УВ в форме расчетных потоков в каждой ячейке и УВ-скопления (аккумулированные). На определенном временном шаге, в каждой ячейке модели определена скорость потока двух фаз, а также принадлежность или не принадлежность к области (группа ячеек), маркируемых как "УВ-скопление" с объемными долями каждой из двух фаз. Расчеты фазовых переходов ведутся отдельно для мобильных УВ и скоплений. После пересчета в мобильных УВ возможны изменения:

- если была одна фаза, возможно разделение потока на две фазы с изменением доли компонентов;
- если было две фазы, — перераспределение доли компонентов и соответственно, фазовых долей; возможно также исчезновение одной из фаз из-за растворения/конденсации в другой (при том, что они оказались в одной ячейке на конец расчета временного шага).

Кривые кипения и конденсации УВ-смеси будут зависеть от первоначального состава флюида. Отправная точка — эмиграция флюидов из НГМТ. Поэтому определяющим фактором является кинетический спектр (см. параграф 4.3). Для пересчета фазовых переходов скопления в связи с новыми Р-Т и новыми поступившими УВ — изменяется объем скопления, общий компонентный состав и доли компонентов в фазах. Количество фаз двухкомпонентной

смеси согласно правилу Гиббса равно 2: $k=N-F+2$ (F — количество степеней свободы (давление и температура), N — количество компонентов или псевдокомпонентов в нашем случае) $k = 2-2+2=2$.

Давление насыщения жидкой фазы газовой фазой (давление кипения) может определяться (Неручев, 2006) как:

$$P_{\text{кип}} = P_{\text{пл}} * V_{\text{пл(г)}} / V_{\text{УВсист}} \quad (5.4.1)$$

Для оценки давления конденсации жидкой фазы из газовой целесообразно пользоваться экспериментальными данными (Былинкин, 1997, в Неручев, 2006). Зависимость находится от конденсатного фактора и от температуры (рис. 5.13).

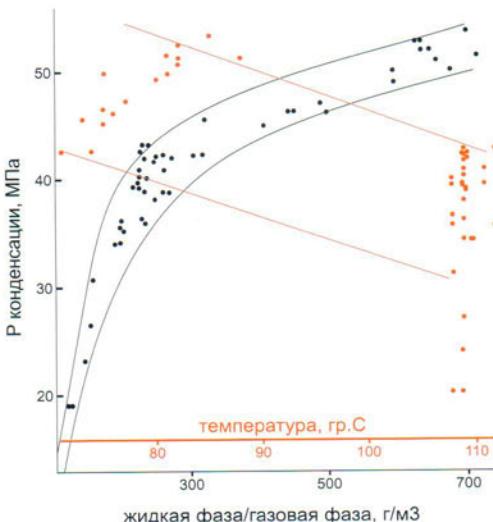


Рисунок 5.13. Зависимость давления конденсации от температуры (красным) и соотношения жидкой/газовой фазы (чёрным) по экспериментальным данным (Былинкин, 1997, в Неручев, 2006)

Таким образом, при эмиграции УВ появляется мобильный флюид, который должен быть разделен на фазы в следующем порядке (рис. 5.14) (в таком же порядке выполняется разделение на фазы флюидов, которые в модели имеют статус "скоплений", а также уже мигрирующих мобильных флюидов).

1. Определение состава псевдокомпонентов.
2. Определение параметров псевдокомпонентов (молярный вес, объем, плотность)
3. Определение давления насыщения и давления конденсации для псевдокомпонентов.
4. Определение долей псевдокомпонентов в жидкой и газовой фазе, при которых возможно существование двух насыщенных фаз.

5. Алгоритм: если доля легкого псевдокомпонента меньше минимальной для существования двух фаз при данном Р-Т, тогда существует одна недонасыщенная газовая фаза легкого компонента с растворенным в ней тяжелым компонентом. Если доля тяжелого псевдокомпонента больше максимальной для существования двух фаз при данных Р-Т, тогда существует одна недонасыщенная жидкая фаза тяжелого псевдокомпонента с растворенным в нем легким псевдокомпонентом. Если доля легкого псевдокомпонента больше минимальной для существования двух фаз при данном Р-Т, а доля соответственно тяжелого псевдокомпонента меньше максимальной для существования двух фаз при данных Р-Т, тогда в УВ смеси существуют две насыщенные фазы. Расчет долей жидкой и газовой фаз в таком случае ведется по уравнениям материального баланса:

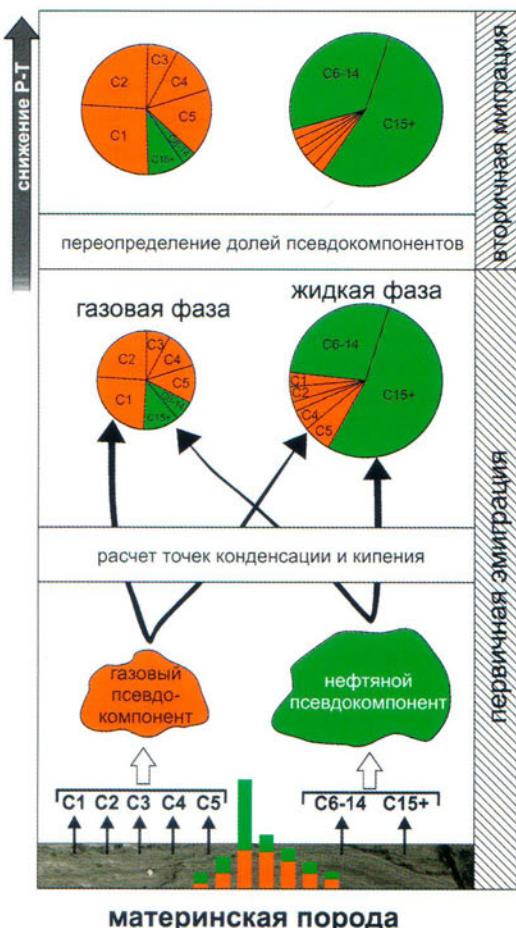


Рисунок 5.14. Иллюстрация расчета фазовых переходов при использовании модели симметричной "black oil"

$$N_{\text{liq}} + N_{\text{gas}} = 1 \quad (5.4.2)$$

$$Z_{\text{C}1-5} = L_{\text{C}1-5} * N_{\text{liq}} + G_{\text{C}1-5} * N_{\text{gas}} \quad (5.4.3)$$

$$Z_{\text{C}6+} = L_{\text{C}6+} * N_{\text{liq}} + G_{\text{C}6+} * N_{\text{gas}} \quad (5.4.4)$$

где:

N_{liq} и N_{gas} – доли жидкой и газовой фазы;

$Z_{\text{C}1-5}$ и $Z_{\text{C}6+}$ – молярные доли легкого псевдокомпонента и тяжелого псевдокомпонента;

$L_{\text{C}1-5}$ и $L_{\text{C}6+}$ – молярные доли легкого псевдокомпонента и тяжелого псевдокомпонента в жидкой фазе;

$G_{\text{C}1-5}$ и $G_{\text{C}6+}$ – молярные доли легкого псевдокомпонента и тяжелого псевдокомпонента в газовой фазе.

$$N_{\text{liq}} = (Z_{\text{C}6+} - G_{\text{C}6+}) / (L_{\text{C}6+} - G_{\text{C}6+}) \quad (5.4.5)$$

$$N_{\text{gas}} = (Z_{\text{C}1-5} - L_{\text{C}1-5}) / (G_{\text{C}1-5} - L_{\text{C}1-5}) \quad (5.4.6)$$

6. Разделение легкого псевдокомпонента в жидкой и газовой фазе на компоненты (согласно используемому кинетическому спектру). Разделение тяжелого псевдокомпонента в жидкой и газовой фазе на компоненты (согласно используемому кинетическому спектру).

7. Определение вязкости и плотности каждой фазы.

Плотность может быть напрямую определена по результатам расчета объема нефтяной и газовой фазы: $\rho = (\sum M_i * z_i) / V$, где V – объем фазы; M_i – молекулярный вес чистого компонента; z_i – молярная доля чистого компонента в фазе.

С другой стороны, плотность фазы может быть рассчитана, исходя из плотностей содержащихся в ней газового и нефтяного псевдокомпонента, которые в свою очередь зависят от плотностей и молярного веса чистых компонентов.

Например, плотность газового псевдокомпонента составляет согласно уравнению Клапейрона-Менделеева:

$$\rho_{\text{gas}} = M * P_{\text{por}} / 8,317(T + 273), \quad (5.4.7)$$

где:

P_{por} – поровое давление (МПа),
 T – пластовая температура ($^{\circ}\text{C}$),

M – молярный вес газового псевдокомпонента (рассчитывается как средневзвешенный молекулярный вес молекулярных весов смеси чистых компонентов).

Плотность нефтяного псевдокомпонента определяется как средневзвешенная плотность чистых компонентов. Для четырехкомпонентного спектра необходимо использовать следующие табличные значения (табл. 5.3).

Таблица 5.3
Плотность нефтяных компонентов (Hantschel, Kauerauf, 2009)

	Плотность компонентов нефти при температуре (гр. С)		
	50	100	150
C6-14	800	625	450
C15+	950	850	750

Данные по индивидуальным компонентам нефтей содержатся в таблицах химических справочников.

Расчет вязкости можно проводить в соответствии с эмпирической моделью Лоренца-Брей-Кларка (Lohrenz et al., 1964).

$$\mu = \mu_0 + (0.1023 + \{0.023364 * (\sum V_{ci} * z_i) / V + 0.058533 * [(\sum V_{ci} * z_i) / V]^2 - 0.040758 * [(\sum V_{ci} * z_i) / V]^3 + 0.0093324 * [(\sum V_{ci} * z_i) / V]^4\}^4 - 10^{-4}) / \lambda \quad (5.4.8)$$

$$\lambda = (\sum T_{ci} * z_i)^{1/6} * (\sum M_i * z_i)^{-1/2} * (\sum P_{ci} * z_i)^{-2/3} \quad (5.4.9)$$

$$\mu_0 = (\sum \mu_{0i} * z_i \sqrt{M_i}) / (\sum z_i \sqrt{M_i}) \quad (5.4.10)$$

$$\mu_{0i} = 34 * 10^{-5} (T / T_{ci})^{0.94} / \lambda \quad (\text{при } T / T_{ci} \leq 1.5) \quad (5.4.11)$$

$$\mu_{0i} = 17.78 * 10^{-5} [4.58 * (T / T_{ci}) - 1.67] 5/8 / \lambda \quad (\text{при } T / T_{ci} > 1.5), \quad (5.4.12)$$

где:

μ_{0i} – вязкость компонента при низком давлении (МПа*с),

T_{ci} – критическая температура компонента (табличные данные) (К),

T – температура пластовая (К),

M_i – молярный вес компонента (кг/моль),

z_i – молярная доля компонента в фазе (доли ед.),

P_{ci} – критическое давление компонента (табличные данные) (атм.),

V_{ci} – критический молярный объем компонента (табличные данные) (м³/кмоль),

V – молярный объем фазы (м³/кмоль),

μ – вязкость фазы (МПа*с).

Табличные данные по четырехкомпонентной модели:

Таблица 5.4.

Данные для расчета вязкости чистых компонентов четырехкомпонентной модели (Hantschel, Kauerauf, 2009)

Компонент	M (г/моль)	T _c (К)	P _c (МПа)	V _c (м ³ /кмоль)
C1	17.943	-75.73	4.85	0.0977
C2-5	30.186	-0.75	4.80	0.1345
C6-14	137.378	332.43	2.21	0.5801
C15+	311.95	551.17	1.39	1.0926

5.5 ВЛИЯНИЕ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКОЙ НАПРЯЖЕННОСТИ НЕДР НА ПРОЦЕССЫ ВТОРИЧНОЙ МИГРАЦИИ

Представляется удивительным, что такое повсеместное явление, как увеличение дебитов скважин за счет увеличения проницаемости пород во время и после землетрясений, осталось сегодня практически незамеченным при моделировании нефтегазоносных систем. Впрочем, как и в случае с динамокатагенезом, научное сообщество экстраполировало закономерности платформенных областей на горные и предгорные области. «Горная» экзотика осталась явно недооцененной. Хотя данные об общем увеличении массообмена во время сейсмической активности известны давно (Трофимук и др., 1982; Сидоров и др., 1987; Царев, 1988; Дыбленко и др., 2000; Осика, Черкашин, 2005; Карцев и др., 2001; Абрамова и др., 2005; Доценко, 2005, 2010; Копылова, 2010).

Землетрясение в Южной Калифорнии в 1952 г. вызвало местами десятикратное повышение давления на устьях фонтанирующих скважин, которое держалось более двух недель. На Новогрозненском месторождении во время землетрясений 1950 и 1955 гг., интенсивность которых достигала 6–7 баллов, происходило повышение пластовых давлений и добычи нефти. Во время Дагестанского землетрясения в 1970 г. добыча нефти повысилась на нефтяных залежах в радиусе более 200 км от эпицентра. Так, по одной из скважин Эльдаровского месторождения (220 км от эпицентра) увеличение дебита составило более 900 т/сут (Дыбленко и др., 2000).

Увеличение дебитов в скважинах наблюдается в течении двух и более месяцев после крупных землетрясений. После дебиты восстанавливаются до первоначальных значений (рис. 5.15). На примере (Копылова, 2010) заметна зависимость значений кратности увеличения дебита скважин от магнитуды землетрясения. Так, для землетрясений 5 баллов характерно увеличение дебита в два раза, для землетрясений 7 баллов — в три. Механизм формирования такого эффекта связан с преимущественным увеличением проницаемости флюидовмещающих пород при прохождении сейсмических волн и подстройкой порового давления к изменившимся фильтрационным свойствам флюидовмещающих пород (Копылова, 2010).

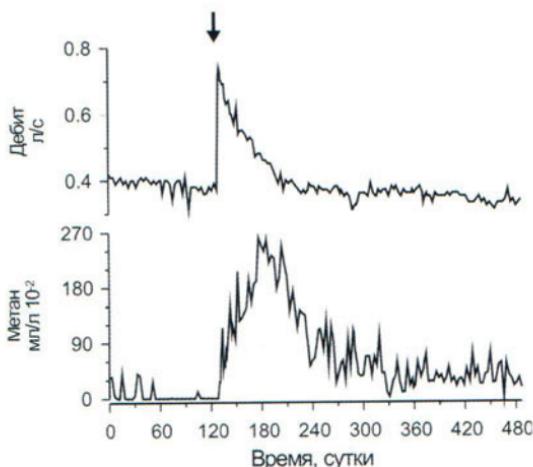


Рисунок 5.15. Изменение параметров режима Пиначевского источника (Камчатка) в связи с землетрясением 06.10.1987 г., $M=6.6$, $R=135$ км (показано стрелкой).
Период наблюдений с 01.06.1987 по 29.09.1988 гг. (Копылова, 2010)

Механизм образования трещинной пористости за счет дилатансии подробно описан в работах С. В. Гольдина (Гольдин, 2004), а также Клешев и др., (1995). Возникновению землетрясений длительное время предшествуют геомеханические процессы в окрестностях будущего очага, включающие развитие трещинообразования в горных породах, изменение реологии. Диффузия напряжений от концентратора сопровождается развитием приповерхностной области трещинной дилатансии, которая по своим латеральным линейным размерам может значительно превышать область очага землетрясения (Гольдин, 2004). Развитие дилатансии сопровождается деформацией и расширением насыщенных горных пород вследствие увеличения объема трещинно-порового пространства. По оценкам С. В. Гольдина для всего объема дилатирующей толщи упругие деформации не превышают 10^{-6} – 10^{-5} , при этом увеличение пористости может достигать $\pm 10^{-4}$ (Гольдин, 2004).

Указание на важность сейсмического воздействия на процессы вторичной миграции присутствует в работе (Карцев и др., 2001). Авторы полагают, что пульсирующее геодинамическое давление, то усиливая, то ослабляя действия архимедовой силы, способствует слиянию отдельных капель, пузырьков углеводородной фазы, тем самым повышая общую нефтегазонасыщенность пород, увеличивая фазовую проницаемость для углеводородов, ослабляя противодействие со стороны капиллярных сил.

Экспериментально установлено влияние знакопеременных геодинамических напряжений в скелете тонкодисперсных горных пород на преодоление капиллярных сил и резкую активизацию связанных вод, содержащих органические компоненты (Абрамова и др., 2005).

Увеличение скорости миграции флюидов является лишь следствием влияния механических колебаний на процессы тепло- и массопереноса в капиллярно-пористых средах под воздействием тектонических процессов. Помимо рассмотренного выше эффекта увеличения проницаемости, также уменьшается вязкость флюидов. Это приводит к ускорению фильтрации флюида посредством изменения свойств самих флюидов (Дыбленко и др., 2000).

Смена напряжений растяжения, сжатия и кручения, а также вибрации тектонических блоков земной коры, связанные с короткопериодическими геодинамическими процессами поддерживают зоны повышенной флюидопроводимости в эффективном состоянии (Доценко, 2010). Такие процессы в целом позволяют функционировать механизмам вторичной миграции, тогда как быстропротекающие геодинамические процессы (землетрясения) активируют зоны повышенной флюидопроводимости. Действуя как естественный поршневой механизм, через открытие (декомпрессию) и закрытие (компрессию) трещин в зонах деструкций, геодинамические процессы являются основным механизмом струйной пульсирующей миграции УВ (Доценко, 2010).

Увеличение проницаемости подтверждено физическим моделированием сейсмовибрационного воздействия на фильтрационно-емкостные свойства пород (Шмонов и др., 1999, 2002). Авторы изучали влияние сейсмических колебаний с различной частотой и амплитудой на проницаемость горных пород в условиях сложноНапряженного состояния. Эксперименты производились над габбро, базальтами и известняками. Поровое давление поддерживалось постоянным, изменялось осевое или обжимающее воздействие с заданными амплитудами и частотами. Эксперименты проводились при комнатной температуре. Среднее давление обжима составляло 23,5–24,5 МПа, амплитуда изменения 0,5, 8,0 и 9,0 МПа. Поровое давление от 4 до 20 МПа. Частота осцилляции – 0,33 и 0,065 Гц, длительность воздействия от 0,25 до 22 часов. По результатам опытов, проницаемость после сейсмического воздействия возрастила с кратностью от 1,2 до 3,71. Нагревание образца усиливает эффект – при температуре 250 °C проницаемость базальтов увеличилась в 2,5–3,7 раз после аналогичного воздействия. Потоки энергии в лабораторных условиях для амплитуды ± 9 МПа составляет 400 Дж/м², для амплитуды $\pm 0,5$ МПа составляет 0,6 Дж/м². Величина выделившейся энергии при землетрясениях согласно уравнению Гутенберга-Рихтера (Шмонов и др., 1999) с магнитудой M2 составляет $3 \cdot 10^6$ Дж, для средних землетрясений с магнитудой M5 энергия составляет 10^{12} Дж. По заключению авторов, воздействие на образец с интенсивностью 400 Дж/м² аналогично эффекту землетрясения с магнитудой M2 на расстоянии 0,087 км от эпицентра, либо эффекту землетрясения с магнитудой M5 на расстоянии 400 км от эпицентра. Воздействие на образец с интенсивностью 0,6 Дж/м² аналогично эффекту землетрясения с магнитудой M2 на расстоянии 1,3 км от эпицентра и землетрясению M5 на расстоянии 1300 км.

Копыловой Г.Н. также выявлена зависимость (Копылова, 2010) распространения эффекта в плане от магнитуды землетрясений (рис. 5.16). Размеры зоны приповерхностного развития дилатансии в очаговой области землетрясений с магнитудой порядка 5 составляют примерно 50 км, для землетрясений с магнитудой порядка 6–100 км, для землетрясений с магнитудой равной 7–200 км, для землетрясений с магнитудой порядка 8–420 км.

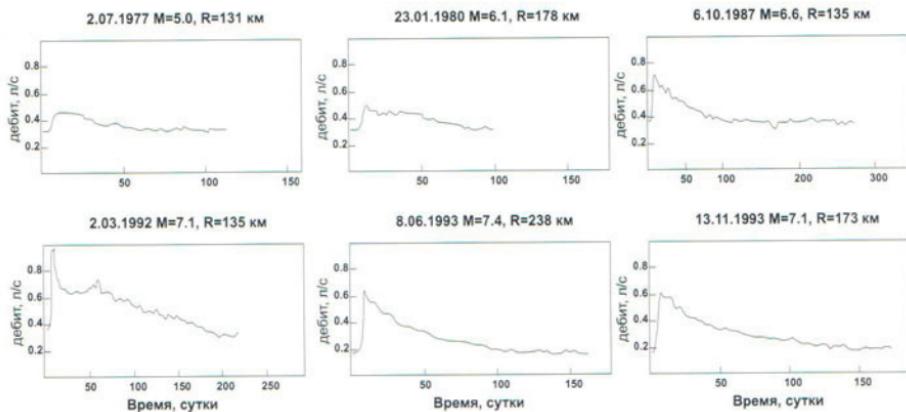


Рисунок 5.16. Постсейсмические изменения дебита в результате воздействия шести землетрясений 1977–1993 гг. Серым цветом показаны данные наблюдений на Пинчевском источнике (Камчатка), чёрным цветом показано модельное приближение (Копылова, 2010)

Ясно, что эффект проявляется на расстояниях до сотен — первых тысяч километров от эпицентров землетрясений. Обобщая имеющиеся экспериментальные данные и наблюдения, следует заключить, что информации пока недостаточно для выявления четких закономерностей. Однако некоторые выводы можно сделать.

По данным эксперимента при слабом землетрясении в 2–3 раза проницаемость увеличится только в зоне не более километра от эпицентра, при среднем землетрясении (магнитудой M5) увеличение проницаемости в 2–3 раза зафиксируется на удалении уже 400 км от эпицентра. Значительно большим ожидается увеличение проницаемости в эпицентре. В самом же разломе разливается зона дробления пород, которая становится основной транспортной магистралью для миграции флюидов наверх. Но это уже макроэффект другого ранга (бассейнового). По фактическим же наблюдениям увеличение дебитов вследствие увеличения проницаемости в 2 раза фиксируются на расстоянии до 100 км при землетрясениях M5 в три раза на таких же расстояниях при землетрясениях магнитудой M7 (сильных). Период восстановления составлял в среднем 50 суток. Эти данные необходимо использовать для примерных оценок увеличения проницаемости пород в сейсмически активных зонах (коэффициент K_{tect}).

Собственно, образование и активизация (смещение блоков) разлома всегда связано с землетрясением, которые вызывают ряд изменений физико-механических свойств пород. Зоны нарушений представляются «ареной основных действий» для генерации, миграции и даже аккумуляции углеводородов. В период тектоносейсмической активации скорости миграции углеводородов скачкообразно возрастают на порядки. Поэтому, даже при сравнительно небольших периодах активации (а они могут занимать до 10 млн. лет) их вклад в реализацию процессов перемещения огромен, возможно, определяющий (Царев, 1988).

В.П. Царев по результатам экспериментов по воздействию механических ультразвуковых полей на горные породы пришел к выводу об увеличении проницаемости пород и об ускорении латеральной миграции флюидов при действии сейсмических процессов (слабого фона сейсмичности) в десятки раз и тектонических (средние землетрясения) в сотни раз (Царев, 1988). Проницаемость в экспериментах увеличивалась в широких масштабах, в 5–40 раз от исходной в зависимости от условий эксперимента (Царев, 1988). В обобщении результатов многолетних исследований было показано (Трофимук и др., 1982), что переменные упругие деформации горных пород с частотами от единиц герц до килогерц вызывают увеличение фазовой проницаемости пород для воды и углеводородов до 70 раз.

Чтобы оценить количественно увеличение ФЕС с учетом существовавшей в истории бассейна периода сейсмической активности, необходимо знать периодичность и среднюю магнитуду происходивших землетрясений. Такого рода информация возможно только с привлечением современных данных о сейсмичности тектонически активных регионов мира и установлением осредненных параметров с привязкой к геодинамическим типам исследованных регионов. Такая работа была сделана, основываясь на данных (Шебалин, 1987). Автор приводит схему сейсмичности земного шара (рис. 5.17), где им классифицированы различные ее параметры и дана ранжированная оценка активности.

При трех землетрясениях в год со средней магнитудой для региона, время воздействия сейсмических колебаний на горные породы будет равна половине года. Для активного периода следует предполагать (табл. 5.5), что в течение половины этого периода проницаемость горных пород в зоне действия аномалии возрастает в 1,5–3 раза в зависимости от средней магнитуды. Надо оговориться, что это довольно скромные оценки, учитывая реально большее число землетрясений в год, да и кратность увеличения проницаемости по данным лабораторных исследований (Царев В.П., 1988). Царев В.П., к примеру, прогнозирует увеличение проницаемости в десятки раз, основываясь на оценке подобия лабораторных исследований природным условиям. Мы же делаем более умеренную оценку. Тем не менее, для разломов в аномалийных зонах, мы рекомендуем при построении бассейновых моделей устанавливать проницаемость в десять раз большую, чем при неактивных периодах.



Рисунок 5.17. Сейсмичность тектонически активных регионов мира (по данным Шебалина, 1987)

Условные обозначения к рис. 5.17:
а – осадочные бассейны; Сейсмичность: 1 – очень высокая; 2 – высокая; 3 – значительная; 4 – средняя; 5 – низкая

Результаты петрологических исследований показывают как признаки длительных периодов низкой проницаемости горных пород, так и коротких отрезков высокой (Fusseis, Handy, 2008). Концепция смены длинных периодов низкой проницаемости короткими высокой поддерживается сейсмическими данными (Копылова, 2010).

Таблица 5.5
Увеличение проницаемости, принятое для моделирования
в сейсмически активных зонах

	Магнитуда средняя	Зона релаксации аномалии	Увеличение проницаемости, K_{tect} (ед.)	Периодичность
Предгорные прогибы	3	200 км от границы с орогеном	2,0	1-10 млн лет.
Межгорные впадины	3	0 км	2,0	1-10 млн лет.
Складчато-надвиговый пояс (активная фаза складчатости)	5	600 км	2,7	1-10 млн лет.
Складчато-надвиговый пояс (реактивация после пенепленизации)	2-3	200 км	1,8	1-50 млн. лет
Складчато-надвиговый пояс (пенепленезированный)	1	0 км	1,5	0-100 млн. лет
Преддуговой бассейн	6	800 км	3,0	1-10 млн лет
Задуговой	5	0 км	2,7	1-10 млн лет
Рифт континентальный	2-3	100 км	1,8	1-10 млн лет
Рифт океанический	3	300 км	2,0	1-100 млн лет
Пассивная континентальная окраина	0-1	0 км	1,01	-
Пострифт	0-1	0 км	1,01	-

Какие еще дополнительные факторы могут служить критерием для количественной оценки сейсмичности исследуемого участка?

Рельеф поверхности или геоморфология имеет связь с сейсмической активностью (Горелов С.К., 1979). Преобладающие абсолютные отметки более 500 метров — должны быть ассоциированы с зоной развития сейсмических толчков до 5 баллов, свыше 1000 м — 6–7 баллов, свыше 1500 м — 8 баллов.

Таким образом, приведенные данные по увеличению проницаемости за счет проявления сейсмичности необходимо использовать для моделирования нефтегазоносности в компьютерных системах. Для этого необходимо привязывать коэффициент K_{tect} области моделирования к геодинамическому

типу бассейна в прошлом и рассчитывать скорости миграции по уравнению 5.3.2. При гетерогенном строении площади, необходимо зонально разделять моделируемую область на блоки с различной сейсмотектонической напряженностью и соответственно различными параметрами проницаемости среды (пород) согласно коэффициенту K_{tect} .

Резюме по разделу "Миграция":

Миграция углеводородов происходит раздельно в жидкой или газовой фазе. Компонентный состав их определяется на основании расчетов давлений насыщения и давлений конденсации двух псевдокомпонентов: нефтяного и газового. В газовый псевдокомпонент входят все углеводороды с количеством атомов углерода от одного до пяти. В нефтяной псевдокомпонент входят все углеводороды с количеством атомов углерода в молекуле более пяти. Индивидуальный состав псевдокомпонентов и фаз углеводородов зависит от кинетического спектра реакций преобразования органического вещества.

Масштаб и объем доступной информации по осадочному бассейну наиболее соответствует упрощенным методам моделирования вторичной миграции. Тем не менее, основой остается расчет скорости миграции по закону Дарси. Ключевой параметр, который влияет на скорость – проницаемость пород и градиент порового давления.

Поровое давление рассчитывается с учетом формирования зон АВПД из-за замедленного оттока воды. Развитие АВПД означает невозможность эмиграции углеводородов и тормозит дальнейшую генерацию. Гидроразрыв материнской породы позволяет снизить АВПД и интенсифицирует дальнейшую генерацию из-за оттока продуктов реакций преобразования органического вещества. Направленный тектонический стресс способствует быстрой эмиграции углеводородов из мест их генерации. Прогноз величины тектонического стресса очень важен с точки зрения оценки экранирующих свойств покрышек.

Проницаемость пород зависит от природы породы и условий их нахождения в недрах. Наилучшим образом природу вещества отражают эмпирические зависимости проницаемости от пористости по ходу процесса погружения. Условия нахождения в недрах сильно зависят от геодинамической обстановки и соответственно от сейсмотектонической активности. Отмечены влияние интенсивности землетрясений на увеличение дебитов скважин. Такая зависимость позволила сделать прогноз относительно увеличения проницаемости в периоды сейсмотектонической активизации блоков земной коры.

Ссылки:

- Абрамова О. П., Абукова Л. А., Юсупова И. Ф.** Геохимия связанных вод в аспекте генезиса нефти и газа.//Фундаментальные проблемы нефтегазовой гидрогеологии. — М.: ГЕОС, 2005. — с. 13–18.
- Доценко В. В.** Влияние геодинамики на процессы миграции нефти и газа и необходимость ее учета при прогнозе нефтегазоносности и разработки нефтяных и газовых месторождений//Проблемы геэкологии, геохимии и геофизики. — Ростов-на-Дону: ЦВВР, 2005. — с. 309–319.
- Доценко В. В.** Вторичная миграция нефти и газа: Учебное пособие для вузов. — Ростов-на-Дону: Изд-во Южного федерального университета, 2010. — 48 с.
- Дыбленко В. П., Камалов Р. Н., Шариффулин Р. Я., Туфанов И. А.** Повышение продуктивности и реанимация скважин с применением виброволнового воздействия. — М.: Недра, 2000. — 381 с.
- Гольдин С. В.** Дилатансия, переупаковка и землетрясения.//Физика Земли. 2004. № 10. — с. 37–54.
- Горелов С. К., Кулмаммедов М. К., Курбанов М. К.** Связь рельефа Копетдага с глубинными структурами и сейсмичностью. — М.: Наука, 1979. — 108 с.
- Карцев А. А., Вагин С. Б., Шугрин В. П., Брагин Ю. И.** Нефтегазовая гидрогеология. — М.: ГУП Изд-во "Нефть и газ" РГУ нефти и газа им. Губкина, 2001. — 264 с.
- Клещев К. А., Петров А. И., Шеин В. С.** Геодинамика и новые типы природных резервуаров нефти и газа. — М.: Недра, 1995. — 285 с.
- Копылова Г. Н.** Эффекты сейсмичности в режиме подземных вод (на примере Камчатского региона). Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук, 2010. — 36 с.
- Кропоткин П. Н., Макеев В. М.** Современное напряженное состояние земной коры.//Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. — М.: Наука, 1987. — с. 192–200.
- Карманский А. Т.** Экспериментальное обоснование прочности и разрушения насыщенных осадочных горных пород. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора технических наук. — Санкт-Петербург, 2010. — 30 с.
- Неручев С. Г., Т. К. Баженова, С. В. Смирнов, О. А. Андреева, Л. И. Климова.** Оценка потенциальных ресурсов углеводородов на основе моделирования процессов их генерации, миграции и аккумуляции. — СПб.: Недра, 2006. — 364 с.

Осика Д. Г., Черкашин В. И. О фундаментальных и прикладных аспектах изучения флюидного режима сейсмически активных областей и их обрамлений.//Фундаментальные проблемы нефтегазовой гидрогеологии.— М.: ГЕОС, 2005.— с. 520–522.

Ребецкий Ю. Л. Механизм генерации остаточных напряжений и больших горизонтальных сжимающих напряжений в земной коре внутриплитовых областей.//Проблемы тектонофизики. К сорокалетию создания М. В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН.— М.: Изд. ИФЗ. 2008.— с. 431–466.

Семашко С. В. Проницаемость и эффективное давление в условиях открытых и закрытых гидродинамических систем земной коры.//Инновационное развитие образования, науки и технологий: Тезисы докладов 3-й Всероссийской науч.-технич. конференции. Тула; под общ. ред. А. Л. Чеботарева. В 2 ч.— Тула: Изд-во ТулГУ, 2012. Ч. II.— с. 106–110.

Сидоров В. А., Атанасян С. А., Багдасарова М. В. и др. Современные движения земной коры и нефтегазоносность (на примере Терско-Каспийского передового прогиба).— М.: Наука, 1987.— 119 с.

Трофимук А. А., Черский Н. В., Вышемирский В. С., Галимов Э. М., Конторович А. Э., Кузнецов О. Л., Пецюха Ю. А., Сороко Т. И., Царев В. П., Чахмахчев В. Г. Природный фактор, вызывающий преобразование ископаемого органического вещества.//Геология и геофизика, № 6, 1982.— с. 73–75.

Царев В. П. Особенности нефтегазообразования в зонах тектоно-сейсмической активации.— Новосибирск: «Наука», 1988.— 192 с.

Черский Н. В., Царев В. П., Сороко Т. И., Кузнецов О. Л. Влияние тектоно-сейсмических процессов на образование и накопление углеводородов.//Наука, Новосибирск, 1985.— 224 с.

Шебалин Н. В. Сейсмичность как тектонический процесс. В кн. Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность.— М.: Наука, 1987.— 223 с.

Шмонов В. М., Витовтова В. М., Жариков А. В. Влияние сейсмической вибрации на проницаемость пород в связи с проблемой захоронения радиоактивных отходов //Флюидная проницаемость пород земной коры.— М.: Научный мир, 2002.— с. 155–161.

Bethke C. M. A numerical model of compaction-driven ground water flow and heat transfer and its application to the paleohydrology of intracratonic sedimentary basin. Journal of Geophysical Research, 1985, V. 90, Issue B8.— pp. 6817–6828.

Brady B., Brown E. Rock mechanics for underground mining. Third edition. Kluwer Academic Publishers. 2004.— 688 p.

- Catalan L., Chatzis I., Dullien F.A.** Experimental Study of Secondary Oil Migration. AAPG Bulletin, 1992, v. 65/5.— pp. 638–650.
- England W., MacKenzie A., Mann D., Quigley T.** The movement and entrapment of petroleum fluids in the subsurface. Geological Society of London, V. 144.— pp. 165–180.
- Fusseis F., M. R. Handy.** Micromechanisms of shear zone propagation at the brittle–viscous transition//Journal of Structural Geology, 2008, V. 30.— pp. 1242–1253.
- Hantschel T., Kauerauf A. I.** Fundamentals of Basin and Petroleum Systems Modeling. — Berlin: Springer, 2009.— 476 p.
- Jager J. C.** Elasticity Fracture and Flow. London.: Methuen&Co. LTD, 1962.— 208 p.
- Larson, K. W., D. W. Waples, Han Fu, and K. Kodama.** Predicting tectonic fractures and fluid flow through fractures in basin modelling, in A. G. Doré et al., eds., Basin Modelling: Advances and Applications, Amsterdam: Elsevier, 1993.— pp. 373–383.
- Leythaeuser D., Schwark L., Keuser C.** Molecular memory effects recording the accumulation history of petroleum reservoirs: A case history study of the Heidrun Field offshore Norway. Journal of Marine and Petroleum Geology 24, 2007.— pp. 199–220.
- Lohrenz J., Bray B. G., Clark C. R.** Calculating viscosities of reservoir fluids from their compositions. Journal of Petroleum Technology, 1964.— pp. 1171–1176.
- Miller S. A., C. Collettini, L. Chiaraluce et al.** Aftershocks driven by a high pressure CO₂ source at depth. Nature, V. 427.— pp. 724–727.
- Shmonov V. M., Vitovtova V. M., Zharikov A. V.** Experimental study of seismic oscillation effect on rock permeability under high temperature and pressure. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, № 46, 1999.— pp. 405–412.
- Waples D. W.** Философия бассейнового моделирования. Процесс или результат? <http://georeactor.ru/index.php/materialy/87-filosofiya-bassejnovogo-modelirovaniya-protsess-ili-rezultat> (Перевод и комментарий Астахов С.М.) Оригинал заметки на английском языке представлен на сайте <http://siriusxgc.com/our-philosophy/>(D. Waples, 2013).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главную задачу современного моделирования нефтегазовых систем автор видит в необходимости учета закономерных геодинамических напряжений. В каждом из разделов моделирования найдены возможности для совершенствования алгоритмов компьютерных программ:

1. Различные геоморфологические условия осадочных бассейнов, которые определяются тектоническими и геодинамическими условиями образования, влияют на гидрологический режим, загрузку/разгрузку флюидов. Поэтому палеогеоморфология определяет формирование теплового режима недр за счет конвективного теплопереноса. Данные по современным термограммам по различным осадочным бассейнам позволили сформировать систему корректирующих уравнений для учета конвективного теплопереноса в истории формирования теплового режима осадочного бассейна.

2. Установленное экспериментально изменение структуры полимера керогена материнских пород под воздействием сейсмотектонических процессов дало возможность уточнить модель созревания органического вещества в тектонически дислоцированных и сейсмически активных зонах. Наблюдаемый в тектонически активных областях неравномерный тип катагенетической зональности позволил найти эмпирические закономерности в снижении энергий активации разрыва связей в полимере органического вещества за счет механоактивации молекулярных связей.

3. Наблюдения по увеличению дебитов и поровых давлений в скважинах после землетрясений позволило использовать накопленный фактический материал для обоснования увеличения скорости процессов вторичной миграции углеводородов для периодов сейсмической активности в ходе формирования осадочного бассейна.

Таким образом, разработана система алгоритмов, позволяющих вывести бассейновое моделирование на качественно новый уровень, благодаря учету достижений отечественной геохимической и геологической школы.

В техническом плане, помимо анализа термической истории бассейна, а также восстановления параметров проницаемости среды, в новой системе для компьютерного моделирования процессов нефтегазообразования необходимо проводить анализ тектонического и геоморфологического строения

бассейна и восстанавливать палеотектонические стрессы по данным геомеханической структурной реконструкции.

Бассейновое моделирование динамично эволюционирует и внедрение методов учета геодинамических процессов при генерации, миграции, аккумуляции и сохранении углеводородов позволит повысить степень достоверности оценки ресурсов и эффективности ранжирования поисковых объектов при геологоразведочных работах на нефть и газ.