

РГБ ОД
22 СЕН 1998

На правах рукописи

ГАЛУШКИН ЮРИЙ ИВАНОВИЧ

**МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ
ТЕРМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ОСАДОЧНЫХ
БАССЕЙНОВ И УСЛОВИЙ РЕАЛИЗАЦИИ ИХ
УГЛЕВОДОРОДНОГО ПОТЕНЦИАЛА**

Специальность 04.00.12 - Геофизические методы поисков и разведки
месторождений полезных ископаемых
04.00.13 - Геохимические методы поисков месторождений
полезных ископаемых

А В Т О Р Е Ф Е Р А Т

диссертации на соискание ученой степени доктора технических наук

Москва
1998

Работа выполнена в Учебно-научном Музее землеведения Московского Государственного Университета им. М.В.Ломоносова и в лаборатории геологии и геохимии нефти и газа Всероссийского научно-исследовательского института геологических, геофизических и геохимических систем

Официальные оппоненты: доктор физико-математических наук,
заведующий лабораторией ВНИИГеосистем,
профессор Поляченко Анатолий Львович

доктор геолого-минералогических наук,
заведующий лабораторией ВНИГНИ
профессор Шсин Виктор Степанович

доктор физико-математических наук,
заведующий лабораторией института
Океанологии РАН им. Ширшова
профессор Сорохтин Олег Георгиевич


Ведущая организация: Институт проблем нефти и газа РАН и Министерства общего и профессионального образования РФ, Москва

Защита состоится "26" ноября 1998 г. в 14 час
на заседании Диссертационного Совета ДО 71.10.01 при Всероссийском научно-исследовательском институте геологических, геофизических и геохимических систем по адресу: 113105, Москва, Варшавское шоссе, д. 8

С диссертацией можно ознакомиться в научной библиотеке ВНИИГеосистем

Автореферат разослан " _____ " _____ 1998 г.

Ученый секретарь диссертационного
совета - профессор

 В.С. Лебедев

ВВЕДЕНИЕ

Диссертация Ю.И. Галушкина посвящена разработке вычислительного аппарата и его применению к численному анализу особенностей формирования температурного режима литосферы осадочных бассейнов и условий реализации их углеводородного потенциала. Значительная часть нефтегазоносных бассейнов мира относится к бассейнам рифтогенного типа, сформированным в обстановке растяжения литосферы, и этому типу бассейнов уделено в диссертации основное внимание.

Актуальность работы определяется тем, что перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов в значительной степени определяются изменением термического режима осадочной толщи и литосферы бассейна в течении всей истории его развития. Создание интегральных компьютерных систем, позволяющих оценивать перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов разнообразных по происхождению и путям эволюции, является одним из ведущих направлений развития современной геологической науки. В их основе - воссоздание температурно-временной истории осадочных бассейнов и на ее основе реконструкция пространственно-временной истории процессов генерации и миграции нефти и распределения ее ресурсов в осадочном бассейне.

Научное направление работы заключалось в установлении закономерностей и связей в развитии термической истории осадочной толщи рифтогенных бассейнов и реализации ее нефтегазогенерационного потенциала с глубинными термическими и тектоническими процессами и геодинамической историей подстилающей литосферы бассейна.

Основная цель исследований состояла в разработке комплексной системы количественного анализа процессов и установления с ее помощью основных закономерностей в термической эволюции осадочных бассейнов типа и истории реализации их нефтегазогенерационного потенциала.

При реализации поставленной цели разрабатывались алгоритмическая база и комплекс программ и с их помощью решались следующие основные задачи:

1. *Расчет эволюции температурного режима и полей деформаций литосферы в процессе континентального рифтогенеза.*

2. *Численный анализ изменения температурного режима континентальной и океанической литосферы в бассейнах с разнообразной тектонической историей и нестационарным горизонтальным полем скоростей перемещения вещества литосферы.*

3. *Численное восстановление истории погружения и изменения термического режима осадочной толщи бассейнов, включая их материнские свиты, в условиях термической и тектонической активизации бассейна, внедрения интрузий и резких колебаний климата.*

4. *Оценка изменения степени метаморфизма органического вещества, реализации нефтегазогенерационного потенциала бассейна и порога первичной эмиграции жидких УВ.*

5. *Восстановление спектра химико-кинетических реакций, управляющих процессами созревания ОБ осадков.*

Методика исследований: В основе методики, применяемой диссертантом, лежит численный анализ процессов формирования и эволюции осадочных бассейнов, термического состояния литосферы, условий созревания ОБ в осадках и основных факторов, влияющих на историю реализации углеводородного потенциала осадочных бассейнов, осуществляемый с помощью разработанной автором комплексной системы алгоритмов и программ.

Фактический материал, использованный в работе. Цель и задача диссертации потребовали анализа обширной геолого-геофизической информации по строению и составу осадочной толщи и подстилающей литосферы большого числа бассейнов России и Зарубежья. Использовалась информация, опубликованная в отечественной и зарубежной открытой печати: книгах, журнальных статьях и отчетах геологических организаций. Подготовка геологического материала к моделированию, как правило, проводилась в сотрудничестве с профессиональными геологами, соавторами трудов диссертанта.

Работа выполнена в секторе геодинамики Музея земледения Московского Государственного университета им. М.В. Ломоносова и в лаборатории геологии и геохимии нефти и газа во ВНИИГеосистем и суммирует основные научные результаты, полученные автором за последние 20 лет.

Личный научный вклад автора состоит в решении следующих вопросов:

- построение комплексной системы численного анализа эволюции температурного режима осадочной толщи и подстилающей литосферы рифтогенных осадочных бассейнов с учетом специфических условий формирования и геодинамического развития этих бассейнов.

- построение алгоритмического и программного базиса для геохимического блока моделирования бассейнов, позволяющего наряду с термической историей осадочных пород контролировать изменение их степени катагенеза и численно воспроизводить историю реализации их УВ потенциала

- выявление на основе численных расчетов закономерностей и особенностей развития термического режима бассейнов на рифтовом и пострифтовом этапах их развития.

- численный анализ основных закономерностей и особенностей в истории созревания ОВ и реализации УВ потенциала осадочных бассейнов разного геодинамического типа

Автор является идеологом и основным исполнителем разработок. Теоретические и методические результаты получены непосредственно автором.

Основные защищаемые положения.

1) Численная реконструкция процессов погружения, переноса тепла и генерации углеводородов в истории осадочных бассейнов требует анализа взаимосвязанных процессов теплопереноса в осадочной толще бассейна, его подстилающей литосфере и в верхних горизонтах астеносферы. Включение в программный алгоритм альтернативных методов оценки вариаций амплитуд тектонического погружения дает дополнительный метод контроля исходных параметров модели эволюции бассейна. В алгоритме программ, осуществляющих численную реконструкцию истории погружения и эволюцию термического режима осадочных бассейнов, обязателен учет таких процессов как: уплотнение пород, зависимость теплоемкости, теплопроводности и теплогенерации от литологического состава пород, их пористости и температуры, выделение и поглощение скрытой теплоты плавления пород коры и мантии, гидротермальный перенос тепла и прогревание тепло интрузий в периоды тепловых активизаций и реактивизаций бассейна, формирование и деградация толщ мерзлых пород в периоды резких колебаний климата и формирование значительных скоплений газов и газоконденсатов в пределах осадочной толщи бассейна.

2) Численный анализ термического режима, рельефа поверхности и гравитационного поля осадочных бассейнов континентальных окраин и задугового спрединга предполагает учет таких процессов как латеральный теплообмен между разновозрастными или разнотиповыми (океаническим и континентальным) блоками литосферы, временные вариации в скоростях спрединга и перескоки осей спрединга. Первый из перечисленных процессов определяет амплитуду рельефа и размеры палеоспрединовых структур в

задуговых бассейнах. Моделирование подтверждает тот факт, что заметная доля погружения окраинных океанических бассейнов обязана охлаждающему влиянию прилегающего края континента.

3) Скорости отложения осадков и напряженность термического режима в бассейне являются решающими факторами для ранней генерации УВ на рифтовом и пострифтовом этапах его развития. Высокие скорости осадконакопления на рифтовом этапе развития бассейна способствуют достижению значительного уровня катагенеза ОВ глубокопогруженных осадков, включая вторичный крскинг жидких УВ на газовые компоненты и кокс.

4) Воздействие процесса эрозии на тепловой режим осадочных толщ сугубо нестационарно и требует особой осторожности при выборе временных и глубинных шагов моделирования. Термическое и катагенетическое воздействие эрозии на температурный режим и созревание лежащих ниже осадков будет различным в зависимости от до- и постэрозионной истории бассейна. Так, продолжительная, медленная эрозия уплотняющихся осадков может приводить к нестандартному эффекту уменьшения градиента температур в осадочной толще бассейна.

5) Сравнение измеренных значений отражательной способности витринита, $R_o\%$, со значениями, вычисленными по кинетической модели созревания витринита, сопоставление наблюдаемого и вычисленного глубинных профилей температур и анализ вариаций амплитуды тектонического погружения фундамента являются действенными контролирующими факторами в системе численного моделирования бассейнов.

6) Численная модель упруго-пластичного растяжения литосферы с конечным пределом пластичности адекватно воспроизводит процесс утонения литосферы бассейнов при рифтогенезе с соблюдением временных и пространственных масштабов явления. Это моделирование вместе с численным анализом многих кривых тектонического погружения бассейнов подтверждают тот факт, что продолжительность периодов растяжения и тепловой активизации литосферы бассейнов могут составлять десятки млн. лет, существенно превосходя времена, предполагаемые в моделях мгновенного растяжения литосферы.

7) Разработанная модификация пакета программ по моделированию бассейнов позволяет анализировать изменения термического состояния осадочных пород (и пород фундамента), а также процесс формирования ореола зрелости вокруг интрузивных тел, внедрившихся в реальный осадочный разрез бассейна. Форма и размеры ореолов зрелости ОВ (профилей $R_o\%$) в окрестности интрузивных тел согласуются с конечными временами их формирования (от минут до полугода) иногда и без прямого контакта расплавленных интрузивных и вмещающих пород. Резкие изменения глубинных градиентов степени катагенеза ОВ пород, наблюдаемые в глубоких горизонтах рифтогенных бассейнов, можно объяснить высоким тепловым потоком от гидротермальной и интрузивной деятельности на рифтовом этапе развития бассейнов.

8) Применение алгоритма с различными частотными факторами A_i в программном блоке восстановления кинетического спектра по данным экспериментального пиролиза образцов материнских пород позволяет существенно улучшить подбор кинетических параметров реакций по сравнению с традиционным методом, предполагающим одно значение A_i для всех кинетических реакций. Модификация алгоритма рассматриваемого программного блока путем включения в него члена, ответственного за геологический этап созревания исследуемого образца материнской породы, позволяет получать спектры химических реакций, управляющих созреванием керогена, заместо

измененные в области низких энергий и осуществлять восстановление спектра для образцов с исходной степенью зрелости $R_0 \leq 0.7-0.8\%$.

Научная новизна диссертации состоит в разработке автором следующих проблем:

1. Автор разработал пакет программ, позволяющий осуществлять комплексный анализ геодинамических и тепловых процессов, характерных для эволюции осадочных бассейнов различного геодинамического типа, оценивать влияние этих процессов на созревание ОБ осадков и определять их роль в реализации УВ потенциала материнских свит на разных этапах развития бассейна. Совместный анализ теплопереноса в осадочной толще и подстилающей литосфере бассейна, а также и верхней части астеносферы, позволило автору первым применить альтернативные методы оценки вариаций амплитуд тектонического погружения для дополнительного контроля исходных параметров модели эволюции бассейна.

2. Автор создал программный аппарат, позволяющий проводить численный анализ изменения температурного режима континентальной и океанической литосферы осадочных бассейнов и первым показал, что такие процессы как временные вариации скоростей растяжения литосферы, перескоки осей растяжения, латеральный теплообмен между разновозрастными и разнотипными блоками литосферы, выделение и поглощение скрытой теплоты плавления, а также фазовые переходы вещества литосферы перидотитового состава, существенно влияют на формирование теплового режима, поверхностного теплового потока, рельефа дна, амплитуд тектонического погружения фундамента и аномалий гравитационного поля в бассейнах пассивных окраин и задугового растяжения литосферы.

3. С помощью разработанного программного аппарата автор первым численно рассчитал поля температур и деформаций при континентальном рифтогенезе в рамках модели растяжении упруго-пластичной литосферы с конечным пределом ползучести и объяснил ведущую роль утонения литосферы снизу в этом процессе, высокий тепловой поток в осевой зоне рифта и плавное убывание скоростей деформаций с приближением к границе пластичности в согласии с наблюдаемыми временными и пространственными масштабами рифтогенеза.

4. Автор разработал пакет программ для численного анализа процессов формирования и деградации толщ мерзлых пород как часть общего пакета по моделированию бассейнов, что позволило ему первым численно решить задачу формирования фронта мерзлых пород и зон устойчивого существования гидратов для реального литологического разреза осадочного бассейна, не ограничиваясь рамками классической задачи Стефана для двухслойной среды.

5. Используя модификацию пакета программ по моделированию бассейнов, автор первым численно показал, что форма и размеры ореолов зрелости ОБ (профилей $R_0\%$) в окрестности интрузивных тел согласуются с конечными временами формирования этих тел (от минут до полугода) иногда и без прямого контакта расплавленных интрузивных и вмещающих пород.

6. Автор первым разработал алгоритмическую и программную системы, позволяющие восстанавливать кинетические параметры эффективных реакций созревания ОБ с различными значениями частотных факторов реакций и с учетом катагенеза ОБ на геологическом этапе погружения образца материнской породы.

Практическое значение и реализации результатов. Разработан алгоритмический базис и создан программный комплекс, позволяющие при наличии исходных данных осуществлять численный анализ термической истории и условий созревания органического вещества для широкого класса осадочных

бассейнов и на основании анализа судить о перспективах их нефтегазоносности. Созданный комплекс позволяет исследовать влияние ряда "нестандартных" факторов на формирование термического режима и условий катагенеза пород бассейна, таких как: интрузивной и гидротермальной деятельности, формирования мощных газовых скоплений, резких колебаний климата, тепловой активизации и тектонического растяжения фундамента бассейна, диффузного срединного и перескоков осей растяжения в задутых океанических бассейнах.

С 1975 по 1992 г. автор в качестве ведущего исполнителя вел совместные работы по темам с ПГО "Севморгеология", НПО "Союзморгео" и НПО "Южморгео" по изучению перспектив нефтегазоносности бассейнов переходных зон Арктики, Антарктики и Северной Атлантики, а также по термическим проблемам формирования различных структур океанического дна в связи с природой образования сульфидных месторождений. С 1981 по 1992 год автор в сотрудничестве с Я.Б. Смирновым изучал термическую эволюцию и условия созревания ОВ ряда бассейнов Восточной Европы. С 1988 года в сотрудничестве с Н.В.Лопатиным, и с 1993 по 1996 г. под его руководством как сотрудник лаборатории нефтяной геологии и геохимии ВНИИГеосистем, автор занимался проблемами геотермии нефтегазоносности Западно-Сибирского, Южно-Баренцева, Печерского бассейнов, а также бразильского бассейна Парнаиба. Все рекомендации практического, методического и теоретического характера были своевременно переданы в ПГО "Севморгеология", в НПО "Союзморгео" и геологическим организациям "Архангельскгеология", "Уренгойгеология" и реализованы в этих организациях.

Апробация диссертации. Основные разделы и отдельные положения работы докладывались автором на международных симпозиумах, совещаниях, конгрессах, посвященных геодинамике океанической и континентальной литосферы, термической эволюции Земли, проблемам моделирования бассейнов: Иркутск, 1975; Южно-Сахалинск, 1976; Геленджик, 1990, 1992; Звенигород, 1991; Аксаково, 1993; Москва, 1993; Фрайберг (Германия), 1987; Ставангер (Норвегия), 1991; Абердин (Англия), 1992; Париж, 1992; Вена, 1994; Хьюстон, 1995; Абу-Даби (Кувейт), 1995), на всесоюзных и всероссийских совещаниях (Москва, 1976, 1977, 1982, 1988, 1991; Ялта, 1982; 1988; Геленджик, 1984, 1986, 1988; Иркутск, 1989; Владивосток, 1976, 1987, 1989; Тбилиси, 1980) и многократно - на семинарах и чтениях в МГУ.

Публикации. По теме диссертации автором опубликовано более 120 работ, среди которых 72 статьи в журналах и сборниках и 6 монографий (в соавторстве). Диссертация в целом обсуждалась на Ученом Совете Музея земледования МГУ и Ученом Совете ВНИИГеосистем.

Благодарности. Автор приносит глубокую благодарность директору Музея земледования МГУ, академику РАЕН, профессору С А Ушакову за постоянное внимание и поддержку работы и за большое участие в формировании научного мировоззрения соискателя в области геодинамической природы формирования бассейнов.

Автор искренне благодарен д.г.-м.н. Е.П.Дубинину, совместно с которым решались и обсуждались многие из проблем, касавшихся океанической литосферы.

Чувство глубокой благодарности автор сохраняет к старшему научному сотруднику лаборатории геотермических исследований ГИНа АН РАН Я.Б. Смирнову, совместная работа с которым оказала большое влияние на формирование мировоззрения автора как геотермика.

Автор благодарен доктору наук, заведующему лаборатории нефтяной геологии и геохимии ВНИИГеосистем Н.В.Лопатину за предложение ряда научных тем, связанных с моделированием бассейнов ("Химико-кинетическое

моделирование процессов генерации углеводородов”, “Моделирование процесса созревания ОВ в окрестности интрузивных тел” и др.), и плодотворное обсуждение научных результатов.

Автор благодарен за ценные замечания в области химико-кинетического моделирования процессов преобразования керогенов и моделирования бассейнов, высказанные в ходе научных дискуссий в 1994-1995 годах докторами Р. Шайфером, Р. Литтке, и Х. Пульхау в институте Нефти и Органической геохимии в Юлихе и во время их пребывания в Москве, а также докторами Д. Бэнсом и Д. Кюри во время научного семинара рабочей группы по низкозрелым газам в в Исследовательском Центре компании “Эксон Продакшн” в Хьюстоне в декабре 1995 года.

Для автора оказались очень полезными совместная работа и научные дискуссии с докторами А. Бертольдсом, Мунзером Махусом, Г.Е.Яковлевым, А.В. Муравьевым, О.И. Симоненковой, Р.И., Кутасом, А.В. Ершовым, А.И. Шемендой, Р.М. Дсменицкой, А.Д. Дучковым, Л.С. Соколовой, В.М. Сугротовым, А.В. Ершовым, Е.А. Тицейко, Л.И. Лобковским, А.А. Ковалевым, А.М. Городницким, Б.Г. Поляком, М.Д. Хуторским и другими.

Автор благодарен А.В. Свешникову за помощь в оформлении диссертации.

Завершающая стадия работы выполнялась при финансовой поддержке Международного (ISF grant MER 300, 1994-1995 гг.) и Российского (РФФИ 1996-1998) Фондов Фундаментальных Исследований.

СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Во введении показывается актуальность темы диссертации, формулируются цель, решаемые задачи и положения и положения, выносимые на защиту. Дается краткий анализ содержания и структуры работы.

Глава 1. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ФОРМИРОВАНИЯ РИФТОГЕННЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ И СПЕЦИФИКА МОДЕЛИРОВАНИЯ ИХ ТЕРМО-МЕХАНИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ

1.1 Эволюционный ряд рифтогенных бассейнов и разнообразие геодинамических обстановок их формирования

В разделе на основе имеющихся в литературе классификаций осадочных бассейнов (Высоцкий, Кучерук, 1978; Кучерук, Ушаков, 1985; Артюшков, 1993; и др.) показано, что рифтогенные бассейны составляют существенную часть нефтегазоносных бассейнов Земли и их эволюция - возникновение, развитие и преобразование или разрушение - составляет часть общей глобальной эволюции литосферы Земли. Большое разнообразие бассейнов, строения их осадочной толщи и фундамента объясняют на основе так называемого эволюционного ряда бассейнов, приуроченного к тектоническому циклу развития литосферы. Этот цикл начинается расколом континента, включает образование океанической впадины и заканчивается орогенезом в процессе поглощения океанической коры, закрытия океана, сближения и столкновения континентов (Ушаков, Галушкин, 1983; Кучерук, Ушаков, 1985; Sokolov, 1985; Khain, Sokolov and Shein, 1991; Хани, Болюховский, 1993; Kleshov and Shein, 1991; Cloetingh et al., 1996).

В соответствие с этим, пути эволюции литосферы рифтогенных осадочных бассейнов могут отличаться большим разнообразием и характеризовать обширные классы бассейнов от внутриконтинентальных структур (авлакогенов) до пассивных континентальных окраин и локальных центров спрединга окраинных морей со своеобразными тектонической историей каждого конкретного бассейна, термическим режимом и условиями созревания органического вещества (ОВ) в нем. Такие процессы как растяжение и тепловая активизация литосферы могут неоднократно повторяться в истории развития рифтогенных бассейнов и должны учитываться при моделировании истории их тектонического погружения и термической эволюции. Перескоки осей спрединга и латеральный теплообмен между разновозрастными и разнотипными блоками литосферы могут также существенно влиять на тепловой режим бассейнов пассивных континентальных окраин и краевых морей.

В процессе развития бассейна тектоническое погружение его фундамента может обуславливаться как поверхностной нагрузкой осадков и воды, так и термическими и тектоническими изменениями в распределении плотности пород фундамента с глубиной, в том числе и вызванным фазовыми переходами пород коры и мантии литосферы; MacKenzie 1978; Hegarty et al. 1988; Rehault et al. 1990; Артюшков, 1993; Cloetingh et al., 1994, 1996). Однако, как следует из обсуждения вопроса в диссертации, вклад фазовых переходов пород нижних горизонтов континентальной коры в более плотные гранулитовые и эклогитовые фации в тектоническое погружение внутриконтинентальных бассейнов может быть оценен лишь качественно в силу слабой изученности кинетических параметров данного перехода (Соболев, 1978; Артюшков и др., 1979, 1982, 1998; Артюшков, Бэер, 1983; 1984; Hamdani et al., 1991; 1994; Barid et al., 1995; Артюшков, Мернер, 1997).

1.2 Термо-механические модели образования рифтовых бассейнов

Утонение литосферы бассейна и астеносферный диапиризм под осевой зоной континентального рифта рассматриваются как основные процессы,

управляющие формированием рифтогенных бассейнов (Артюшков, 1993; Serahne and Mallavielle, 1994; Vejbeck, 1994). При этом анализ геологической и геофизической информации по формированию структур растяжения, приводит к выводу, что процесс рифтинга может занимать от 16 до 70 млн. лет для континентальной и от 3 до 12 млн. лет для литосферы задуговых бассейнов (Takeshita and Yamaji, 1990; Anders and Sleep, 1992; Pedersen, 1994) и, следовательно, его нельзя считать мгновенным, как это предполагается, например, в модели (McKenzie, 1978; 1980). Экспериментальное физическое моделирование процесса рифтогенеза континентальной литосферы, осуществленное в лаборатории моделирования геодинамических процессов МГУ А.И. Шемендой (Шеменда, 1985; Shemenda, 1993), продемонстрировало ведущую роль утонения литосферы снизу в процессе рифтогенеза при существенно меньших амплитудах деформаций приповерхностных слоев литосферы. Эти эксперименты показали также, что эволюция поля деформаций при рифтогенном растяжении литосферы хорошо описывается в рамках модели деформаций упруго-пластичной литосферы с конечным пределом ползучести, τ_x :

$$\dot{\epsilon}_x / \dot{\epsilon}_t = 0 \text{ при } \sigma_{xx} \leq \tau_x \text{ и } \dot{\epsilon}_x / \dot{\epsilon}_t = [(\sigma_{xx} - \tau_x) / a]^n \text{ при } \sigma_{xx} > \tau_x \quad (1)$$

где a имеет смысл эффективной вязкости среды: $\sigma_{xx} = \tau_x + a \cdot (\dot{\epsilon}_x / \dot{\epsilon}_t)^{1/n}$. В численной модели рифтогенеза при расчете деформаций мы использовали реологический закон (1) вместе с обычным упрощающим предположением о независимости скоростей деформаций $\dot{\epsilon}_x / \dot{\epsilon}_t$ от глубины z (Alvares et al., 1984; Pedersen, 1994). Тогда выполнение двух условий - постоянство силы, растягивающей литосферу, в каждом ее сечении ($\sigma_{xx} \cdot H(x,t) = F(t)$) и - выход скоростей смещения пород литосферы у границы зоны пластичности $x = XTS$ к заданному значению скорости растяжения V_0 :

$$V_0 = \int_0^{XTS} (\partial \dot{\epsilon}_x / \partial x) \cdot dx = \left(\frac{\tau_x}{a}\right)^n \cdot \int_0^{XTS(t)} \left[\frac{HTS(t)}{H(x,t)} - 1\right]^n \cdot dx \quad (2)$$

дало возможность путем итераций найти границу области пластических деформаций XTS как функцию времени, если заданы реологические параметры τ_x , a и n и если определена форма нижней границы литосферы $H(x,t)$ на данный момент времени t . После этого поле скоростей смещения частиц литосферы определялось по формулам:

$$V_x(x,t) = V_0 \cdot V_z(x,z,t) = 0 \text{ при } x > XTS \text{ и} \\ V_x(x,t) = \int_0^x f(x,t) \cdot dx; V_z(x,z,t) = -g(x,t) \cdot z \text{ при } 0 \leq x \leq XTS \quad (3)$$

где: $g(x,t) = \left(\frac{\tau_x}{a}\right)^n \cdot \left[\frac{HTS(t)}{H(x,t)} - 1\right]^n$

Найденное поле скоростей использовалось для определения нового положения нижней границы литосферы через шаг времени Δt и повторения цикла вычислений. Эта модель в соответствии с наблюдаемым в природе и в экспериментах обеспечивала плавное уменьшение скоростей деформаций в растягиваемой литосфере $\dot{\epsilon}_x / \dot{\epsilon}_t$ с приближением к границе пластичности и объясняла ведущую роль утонения литосферы снизу. Полученное поле скоростей $V_x(x,t)$ и $V_z(x,z,t)$ использовалось в решении нестационарного, двумерного уравнения теплопроводности с конвективными членами (см. раздел 4.1), которое определяло эволюцию температурного поля литосферы в процессе рифтогенеза.

В диссертации приведен пример численного моделирования полей деформаций и температур литосферы в процессе растяжения последней с постоянной скоростью $V_0 = 0.5 \text{ см/год}$ и с разумными значениями реологических

параметров пород литосферы: $a=4 \cdot 10^{22}$ пуаз, $\tau_s=10^9$ дин/см², $n=1$ (Галушкин и др., 1988). Расчеты показали, что в результате такого растяжения подошва литосферы у оси рифта в течении 20 млн. лет поднялась с глубины около 145 км до 37 км. В процессе растяжения изотермы приближались к поверхности в области "шейки" и тепловой поток на оси "шейки" непрерывно рос от начального значения около 30 мВт/м² до 37 мВт/м² через 5 млн. лет рифтинга, затем до 57 мВт/м² через 12 млн. лет и достигал 112 мВт/м² после 20 млн. лет растяжения. Характерно, что рассчитанные значения теплового потока заметно отставали от своих стационарных величин, особенно в крыльях структуры (Галушкин и др., 1988). Таким образом, численное моделирование в рамках модели растяжения упруго-пластичной литосферы с конечным пределом пластичности неплохо передает временные и пространственные масштабы процесса утонения литосферы при рифтогенезе.

1.3 Кинематика литосферных плит и специфические типы осадочных бассейнов

Раздел 1.3 диссертации посвящен применению разработанной автором компьютерной программы для расчета параметров модели мгновенной кинематики движения литосферных плит Земли (Галушкин, Ушаков, 1978, 1979; Ушаков, Галушкин, 1978), основанной на алгоритмах американских геофизиков (Minster and Jordan, 1974). Эта модель позволяет судить о природе формирования зон растяжения, сопутствующих образованию рифтогенных бассейнов, о современном напряженном состоянии их литосферы. Она дает возможность представить скорости формирования новой литосферы в центрах спрединга, поглощения плит на конвергентных границах, включая глобальные пояса сжатия. Сложный характер взаимодействия краев литосферных плит и блоков при их взаимных перемещениях, а также особенности в простирании их границ ведут к формированию разнообразных типов бассейнов, и обуславливают существование структур, в которых области растяжения будут соседствовать с областями сжатия, а районы высокого термического градиента с низкотемпературными областями. Изменения в относительных движениях литосферных плит и блоков могут служить причиной как зарождения новых, так и отмирания активных до этого времени рифтовых структур с последующим образованием на их месте авлакогенов или бассейнов палеоспредиговых хребтов. Эти изменения могут привести также к появлению осложнений на отдельных участках дивергентных, конвергентных и трансформных границ плит и формировать специфические для данных обстановок бассейны с локальным растяжением фундамента.

Глава 2. "МОДЕЛИРОВАНИЕ БАССЕЙНОВ" КАК СИСТЕМА ЧИСЛЕННОГО АНАЛИЗА ТЕРМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ И РЕАЛИЗАЦИИ ИХ УГЛЕВОДОРОДНОГО ПОТЕНЦИАЛА

2.1 Основные компоненты системы моделирования ГАЛО

Большая часть диссертации, включающая главы 2 и 3, посвящена принципам построения, исходному алгоритмическому базису и применениям разработанного автором программного комплекса по моделированию бассейнов, позволяющего численно реконструировать историю погружения и эволюцию термического режима осадочных пород и реализацию нефтегазогенерационного потенциала материнских свит в процессе эволюции бассейна. Общий принцип построения комплекса показан на рис.1 и обсуждается в диссертации. Одной из основных целей автора при создании пакета по моделированию бассейнов (ГАЛО), была по возможности полная интеграция процессов, определяющих

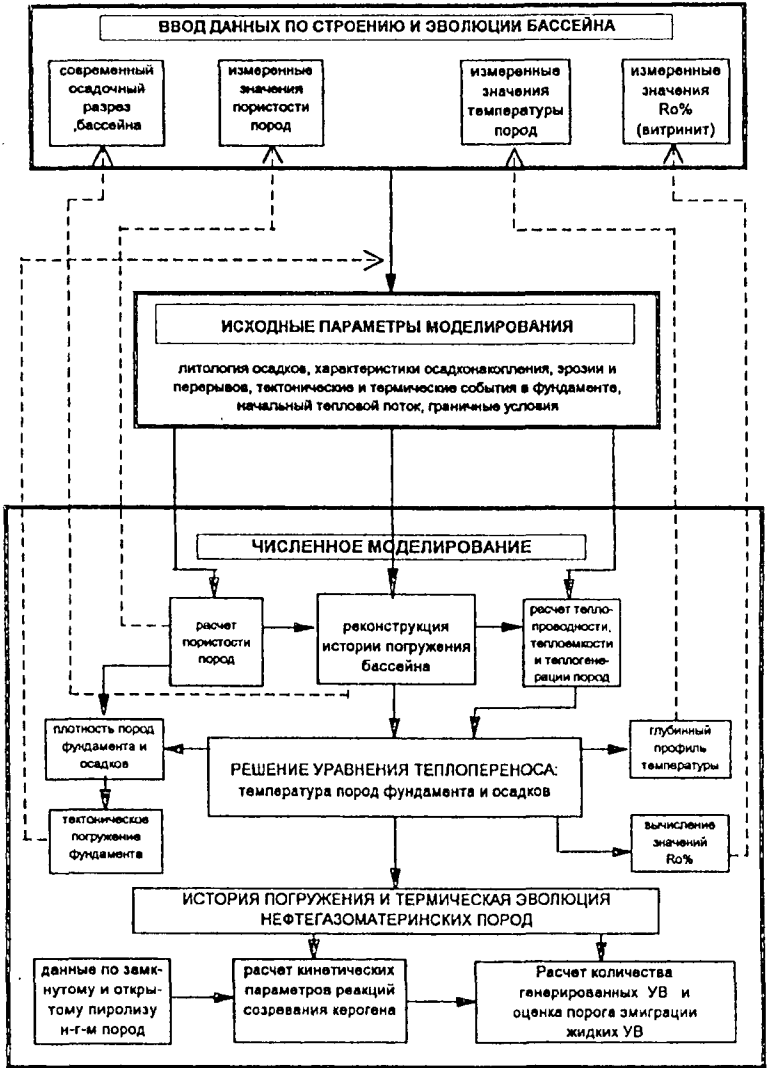


Рис.1 Принцип построения и основные блоки системы моделирования бассейнов ГАЛО

термический режим в осадочной толще бассейна, с термической и тектонической историей подстилающей литосферы. Автор намеренно ограничился анализом "плоских" (одномерных) бассейнов и изменил подход к решению проблемы, предпринятый в вариантах известных пакетов по моделированию бассейнов MATOIL, GENEX, TEMISPACK, PDI (Welte and Yukler, 1981; Tissot et al., 1987; Nakayama and Lerche, 1987; Welte and Yalcin, 1988; Espitalie et al., 1988; Ungerer, 1990; Ungerer et al., 1990), в плане постановки граничных условий. Он включил в область численного поиска распределения температур, помимо осадочной толщи, подстилающую литосферу и часть астеносферы. Такой подход наряду с корректной трактовкой теплообмена между осадочными слоями и фундаментом давал возможность путем численного анализа теплового режима, распределения плотностей пород и вариаций амплитуд тектонического погружения фундамента проследить взаимосвязь процессов формирования осадочной толщи бассейнов и эволюции ее температурного режима с глубинными тепловыми и тектоническими процессами в астеносфере и подстилающей литосфере рифтогенных бассейнов и привлечь анализ вариаций амплитуд тектонического погружения фундамента для контроля исходных параметров моделирования бассейнов. Учет термической истории погружающегося образца нефтематеринских пород в процедуре восстановления параметров эффективных химико-кинетических реакций, управляющих процессами созревания ОБ в осадках, также составлял момент, отличающий пакет ГАЛО от разработанных в германском, французском и американском исследовательских центрах.

2.2 Реконструкция истории погружения осадочных слоев

При погружении осадки сжимаются с высвобождением части поровых вод. Процесс консолидации рассматривается в обычном предположении (Petgier and Qublier, 1974): изменение объема твердой матрицы пород при их захоронении пренебрежимо по сравнению с уменьшением их порового пространства

$$[1-P(Z_1)] dZ_1 = [1-P(Z_2)] dZ_2 \quad (4)$$

где $P(Z)$ - пористость на глубине Z и dZ_1 и dZ_2 - толщины слоя на глубинах Z_1 и Z_2 , соответственно. Известная процедура разуплотнения (backstripping) для элементарного слоя осадков dZ основана на соотношении (4) и законе уменьшения пористости с глубиной (Sclater and Christie, 1980; Deming and Chapman, 1989 и др.), из которых в пакете ГАЛО предусмотрено использование экспоненциального, линейного и задаваемого произвольной функцией глубины в зависимости от литологии и физического состояния изучаемых пород. Значения параметров $P(0)$ - средней пористости пород в верхних 100-200 м разреза, и B - масштаба изменения пористости с глубиной, используемых в законах изменения пористости, определяются либо из анализа петрофизических свойств пород конкретного разреза, либо на основании среднемировых данных для основных литологических единиц и обсуждаются в соответствующем разделе диссертации. При этом пористость пород, представленных комбинацией литологических единиц, вычислялась, согласно (Doligez et al., 1986):

$$\frac{1}{1-P(Z)} = \sum \frac{C_i}{1-P_i(Z)} \quad (5)$$

где C_i - доля i -ой литологической единицы в породе, n - число разных фракций в породе и $P_i(Z)$ - пористость пород i -ой литологической единицы на глубине Z .

Наше моделирование предполагало, что консолидация осадков в процессе их погружения в бассейне сопровождается значительным изменением объема

отложенных толщ (2-3 раза) и помимо нагрузки лежащих выше осадочных пород существенно определяется литологией пород, их минеральным составом, а также историей погружения свиты (см., например, рис. 26). В наших моделях использовалось стандартное предположение о том, что разуплотнения пород при снятии нагрузки во время эрозии не происходит. Вариации пористости при растворении минералов, отложении цемента или процессов перекристаллизации учитывались в модели косвенно через эффективное изменение масштабного параметра B со временем погружения породы в бассейне.

Эволюция осадочного бассейна может сопровождаться появлением зон с аномально высоким поровым давлением (АВПД), и часть раздела 2.2 диссертации посвящена обсуждению механизмов его генерации. Анализ современной теоретической и геологической литературы по этому вопросу показал, что вопреки традиционным представлениям, акватермальное давление и неравновесное уплотнение не являются распространенными причинами появления АВПД за исключением районов с лавинным осадконакоплением. Тектоническое сжатие в бассейнах современных тектонически активных областей, преобразование керогена и вторичный крекнинг УВ в материнских свитах бассейнов, а также движение метеорных вод под действием гидравлического напора в неглубоких осадочных горизонтах с обильным обводнением могут рассматриваться как наиболее вероятные источники АВПД в современных бассейнах.

2.3. Восстановление термической истории бассейна

Распределение температуры в осадочной толще и подстилающей литосфере бассейна находится решением уравнения теплопереноса, записанного в консервативной форме (Пасконов и др., 1988):

$$\partial(C_V T)/\partial t + \partial(C_{VW}VT)/\partial Z = \partial[K(\partial T/\partial Z)]/\partial Z + A(Z,t) \quad (6)$$

где T - температура, K - теплопроводность, $C_V = \rho C_p$ - объемная теплоемкость и C_p - теплоемкость на единицу массы, ρ - плотность, A - генерация тепла в единице объема, V - скорости грунтовых вод и воды, выжатой при консолидации осадков, относительно "неподвижного" фундамента, Z - глубина и t - время. Уравнение решалось в системе координат, связанной с фундаментом. Воспроизводился природный процесс осадконакопления путем наращивания сверху каждый элементарный промежуток времени dt области счета на элемент dZ , который представлял количество осадков, отложенных на поверхности за интервал dt при температуре, отвечающей климатическим условиям в момент отложения (или уменьшения области на этот элемент в периоды эрозии). Учитывалась консолидация осадков под действием веса вновь отложенного элемента и соответствующие деформационные смещения узловой сетки (Галушкин, 1990; Makhous, Galushkin, and Lopatin, 1997). Конвективный член в уравнении (6) мог быть связан только с движением грунтовых вод в погружающемся бассейне, вызванным выжиманием поровых вод при консолидации осадков, градиентом гидростатического давления от перепада рельефа, вариациями солености и температуры грунтовых вод.

Одной из особенностей уравнения (6) являлось то, что теплофизические параметры осадочных пород, будучи функциями их литологического состава, пористости и температуры, могли заметно изменяться с глубиной и временем. Плотность (ρ_s), объемная теплоемкость (C_{Vs}), и теплопроводность (Ks) пород определялась через их значения для минерального скелета (ρ_m , C_{Vm} , Km) и воды (ρ_w , C_{Vw} , Kw) Doligez et al., 1986; Deming and Chapman, 1989; Ungerer et al., 1990):

Время (млн.лет)

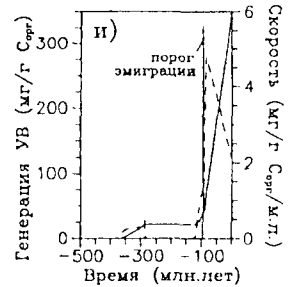
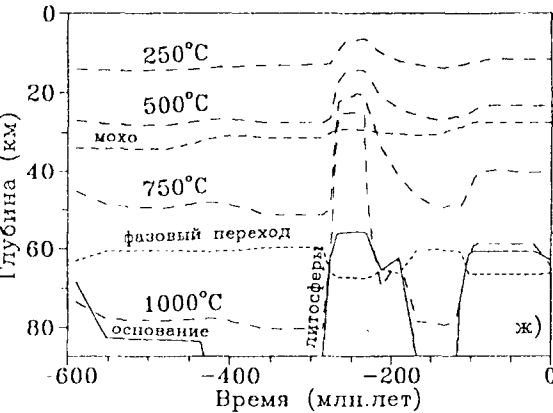
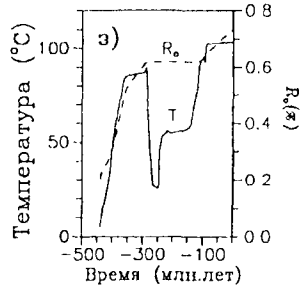
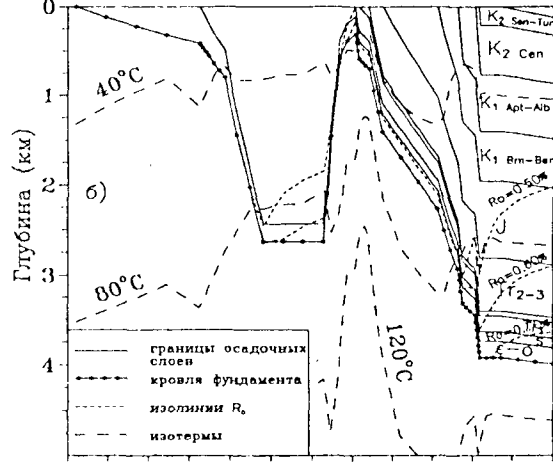
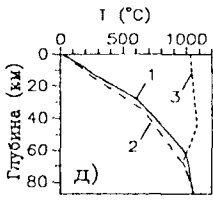
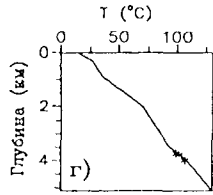
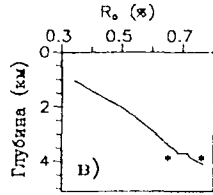
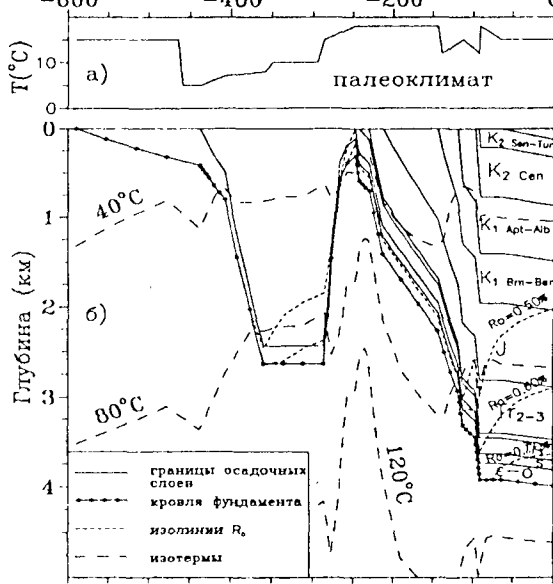


Рис. 2 Реконструкция температурно-временной истории бассейна Уэд эль Миа площади Такхухт (см. текст)

$$\begin{aligned}\rho_S(Z) &= \rho_m [1 - P(Z)] + \rho_w P(Z) \\ C_{vs}(Z) &= C_{vm} [1 - P(Z)] + C_{vw} P(Z) \\ K_S(Z) &= K_m (1 - P(Z)) + K_w P(Z)\end{aligned}\quad (7)$$

Нелинейная зависимость теплопроводности от пористости подтверждается большим числом экспериментальных исследований (Beck 1976; Oxburgh, Andrews-Speed 1981 и др.). Для воды: $C_{pw} = 4186.8$ Дж/кг °С, $\rho_w = 1030$ кг/м³ и K_w определяется в мВт/м°С как (Deming and Chapman, 1989):

$$K_w = 0.565 + 0.00188 T - 0.00000723 T^2 \quad (0 < T < 137^\circ\text{C})$$

$$K_w = 0.602 + 0.00131 T - 0.00000514 T^2 \quad (137 < T < 300^\circ\text{C}) \quad (8)$$

Теплопроводности минерального скелета и воды также менялись с температурой (Burrus, Andebert, 1990; Cermak, 1995; Kukkonen and Joeleht, 1996):

$$K_m = K_m(T=0^\circ\text{C}) / (1 + A_1 T) \quad (9)$$

Наиболее сильные изменения теплопроводности с температурой, как следует из данных, приведенных в диссертации, характерны для пород типа галита, для которых теплопроводность уменьшается в полтора раза при возрастании температуры на 100°С.

Значения параметров K_m , C_{vm} , ρ_m , а также генерации тепла, A и температурного коэффициента матричной теплопроводности, A_1 , могли быть определены по данным изучения петрофизических свойств пород конкретного разреза, но чаще оценивались на основании среднемировых данных для основных литологических единиц осадочных пород (Sclater and Christie, 1980; Beaumont et al., 1982; Goff, 1983; Hutchinson, 1985; Stockmal et al., 1986; Burrus and Anderbert, 1990; Deming and Chapman, 1989; Nielsen and Balling, 1990; Vasseur et al., 1995; Ilkusk, 1995; Correia and Jones, 1996 и т.д.). Теплофизические параметры пород, представленных комбинациями литологических единиц, вычислись в нашей модели с помощью специальных процедур усреднения в соответствии с (Doligez et al., 1986; Ungerer et al., 1990):

$$\begin{aligned}\rho_m &= \rho_{m1} C_1 + \rho_{m2} C_2 + \dots + \rho_{mn} C_n \\ \rho_m C_{pm} &= \rho_{m1} C_{p1} C_1 + \rho_{m2} C_{p2} C_2 + \dots + \rho_{mn} C_{pn} C_n \\ K_m &= K_{m1}^{C_1} K_{m2}^{C_2} \dots K_{mn}^{C_n}\end{aligned}\quad (10)$$

Коэффициент температурного расширения матрицы пород A_1 в (9) определялся для смеси пород эффективно, через значения K_m и K_{mi} при 100°С:

$$A_1 = 0.01 [\text{EXP} (\sum \ln C_i \ln(1 + 100 \cdot A_{1i})) - 1] \quad (11)$$

где C_i есть доля i -ой литологической компоненты в рассматриваемой осадочной породе. В согласии с (7) изменение теплопроводности осадочных пород с глубиной может быть значительным. Например, для песчанков теплопроводность меняется от значения 1.256 вт/м°С на поверхности до 3.2 вт/м°С на больших глубинах. Для глины аналогичные пределы изменения составляют от 0.92 вт/м°С до 2.1 вт/м°С. Вариации в значениях теплопроводности обуславливают заметные изменения геотермического градиента в пределах осадочной толщи бассейнов. Расчеты автора показали, что изменение теплофизических параметров пород с глубиной в процессе их консолидации существенно влияет на результаты моделирования термической истории осадков, особенно в режимах интенсивного осадконакопления или эрозии (Галушкин и др., 1985; Galushkin et al., 1991; Галушкин, Кутас, 1995; 1996; Makhous, Galushkin, and Lopatin, 1997).

Для фундамента, включавшего кору и мантию континентальной и океанической литосфер, изменение с глубиной значений теплофизических

параметров пород (K , C_v , ρ , A) определялось в соответствии с данными геолого-геофизического изучения района. В системе ГАЛО предусмотрен выбор из четырех типов литосферы, первые три из которых были "стандартными" и включали литосферы континентального щита, мирового океана и окраинного моря с характеристиками, взятыми из соответствующих литературных источников (Смирнов, 1980; Вагг, 1981; Deming and Chapman, 1989; Rybach, 1996), а четвертый тип был "нестандартным" и характеризовался произвольными значениями параметров литосферы (числом слоёв, их мощностями, плотностями, теплопроводностями и объемными генерациями тепла в слагающих породах). В согласии с (Вагг 1981; Cermak, 1996; Rybach, 1996), вклад радиогенной составляющей пород литосферы в поверхностный тепловой поток увеличивается от $Q_{rad} = 10.5$ мвт/м² для океанической до $Q_{rad} = 13-15$ мвт/м² для литосферы окраинных морей и $Q_{rad} = 20-30$ мвт/м² для континентальной литосферы. Этот вклад уточнялся при рассмотрении каждого конкретного района.

В термических расчетах системы ГАЛО учитывался эффект скрытой теплоты плавления, который рассматривался в рамках известного энтальпийного приближения (Carslaw and Jaeger, 1959). Доля расплавленной фракции, f , по предположению, линейно увеличивалась с ростом температуры, T , в пределах интервала $T_s < T < T_l$

$$f = \frac{T - T_s}{T_l - T_s}$$

и теплоемкость C_p в этом интервале температур заменялась на значение C_p' :

$$C_p' = C_p + \frac{L}{T_l - T_s} \quad (12)$$

где L - скрытая теплота плавления (100 кал/г для перидотитовых пород, Forsyth and Press, 1971), T_s - температура солидуса, которая являлась функцией давления (кривая 3 на рис.2д) и определялась по кривой солидуса для перидотита с 0.2% H₂O (Wyllie 1979):

$$\begin{aligned} T_s(1000^\circ\text{C}) &= 1.03 + 0.00391 \cdot P \quad \text{для } 0 \leq P \leq 12.8 \text{ Кбар} \\ T_s(1000^\circ\text{C}) &= 1.236 - 0.0122 \cdot P \quad \text{для } 12.8 \leq P \leq 20.16 \text{ Кбар} \\ T_s(1000^\circ\text{C}) &= 0.742 + 0.0122 \cdot P \quad \text{для } P \leq 20.16 \end{aligned} \quad (13)$$

близкой к кривой плавления сухого лерцолита с содержанием H₂O менее 0.5% (Hirose, 1997). T_l - температура ликвидуса: $T_l = T_s + 450 - 600^\circ\text{C}$ для пород мантии и $T_l = T_s + 75-100^\circ\text{C}$ для базальтовых пород (Turcotte and Schubert, 1982). Кривая солидуса (13) использовалась в модели для определения глубины подошвы литосферы (см. рис.2д, ж). Выделение и поглощение скрытой теплоты плавления замедляет процессы остывания и нагревания литосферы в периоды ее тепловой релаксации и активизации. Они особенно важны при анализе термического воздействия интрузий, вмещающихся в осадочную толщу бассейна (Galushkin, 1997).

В процессе моделирования вместе с температурой на каждом шаге времени вычислялось распределение плотностей пород в осадках и фундаменте. При расчетах плотностей пород в фундаменте учитывались изменения плотностей, вызванные 1) различием в строении и составе литосфер различного типа, 2) скачками плотностей при фазовых переходах в пределах мантии литосферы перидотитового состава, а также 3) изменения за счет термического расширения и изотермического сжатия пород:

$$\rho_1(Z, t) = \rho_0(Z, t) \cdot [1 - \alpha \cdot T(Z, t) + \beta \cdot P(Z, t)]. \quad (14)$$

где α - коэффициент термического расширения (Parsons, Sclater 1977), β - изотермический коэффициент сжатия пород (Touloukian and Ho 1981), $\rho_0(Z, t)$ - распределение плотности пород с глубиной при стандартных условиях ($P=1$ атм. и

$T=20^{\circ}\text{C}$). Параметр ρ_0 включал вариации плотности, обусловленные типом пород (кора, мантия, "гранитный" или "базальтовый" слои, упомянутыми фазовыми переходами в литосфере, а также изменениями в глубинном распределении плотностей, возникающих при растяжении литосферы. Из фазовых переходов в литосфере в системе ГАЛО учитывались два основных перехода в пределах мантии перидотитовой литосферы (Forsyth, Press 1971): плакиоглазового перидотита в пироксеновый, контролируемого границей фазового перехода: $T(^{\circ}\text{C}) = 194.17 \cdot P(\text{кбар}) \cdot 761.16$

со скачком плотностей от 3.26 до 3.30 г/см³ и пироксенового перидотита в гранатовый (рис. 2ж) с границей фазового перехода: $T(^{\circ}\text{C}) = 83.94 \cdot P(\text{кбар}) - 646.38$

и со скачком плотностей от 3.30 до 3.38 г/см³ при средней плотности пород мантии $\rho_m=3.3$ г/см³. Изменение в глубинах границ фазовых переходов по мере развития бассейна могло обуславливать дополнительные 200-400 м в погружении или воздымании поверхности фундамента. В пределах континентальной литосферы первый фазовый переход часто не имеет место, так как по Р-Т условиям приходится на кору, тогда как в океанической литосфере и литосфере красных морей первый фазовый переход по вкладу в рельеф поверхности подчас оказывается более существенным, чем второй, несмотря на меньший контраст плотностей.

Температура на верхней границе области счета ($Z=0$) определялась палеоклиматическими условиями, характерными для эволюции бассейна (см., например, рис.2а). Ее влияние на численные результаты реконструкции теплового режима бассейна обсуждаются в диссертации. Проблема выбора условия на нижней границе области счета не является простой задачей и подробно обсуждается в диссертации, где, в частности, отмечается что при реконструкциях теплового режима бассейна имеются весомые физические основания для задания в основании области счета температуры (а не теплового потока). При этом температура T_{low} , поддерживаемая в основании области счета, определялась вместе с глубиной нижней границы Z_{low} пересечением предполагаемой геотермы самого холодного за время эволюции бассейна состояния литосферы с кривой солидуса пород мантии литосферы (15). В случае, когда такого пересечения не достигалось (холодная континентальная литосфера), глубина нижней границы области счета принималась равной 200 км. Начальное распределение температуры строилось решением стационарного аналога уравнения (6) для фундамента бассейна (линия 2 на рис.2д

Уравнение (6) решалось с использованием неявной конечно-разностной схемы, близкой к рассмотренной в (Peacemont and Rtachford 1954), но приспособленной к меняющимся значениям термофизических параметров пород и переменным шагам по времени и глубине (Галушкин, 1990).

$$\frac{(\rho \cdot C_p \cdot T)_k^{n+1} - (\rho \cdot C_p \cdot T)_k^n}{dt} + \frac{(\rho w \cdot C_p w \cdot V \cdot T)_{k+1}^{n+1} - (\rho w \cdot C_p w \cdot V \cdot T)_{k+1}^n}{dZ_k + dZ_{k+1}} = \frac{2 \cdot K_{kk+1}^{n+1} \cdot (T_{k+1}^{n+1} - T_k^{n+1})}{dZ_{k+1} \cdot (dZ_k + dZ_{k+1})} - \frac{2 \cdot K_{kk-1}^{n+1} \cdot (T_k^{n+1} - T_{k-1}^{n+1})}{dZ_k \cdot (dZ_k + dZ_{k+1})} + A_k^{n+1} \quad (15)$$

где коэффициенты теплопроводности $K_{k,k+1}^{n+1}$ и $K_{k,k-1}^{n+1}$ осреднены по соседним слоям

dZ_k, dZ_{k+1} и dZ_k, dZ_{k-1} на $(n+1)$ -ом шаге времени:

$$K_{k,k+1} = \frac{dZ_k + dZ_{k+1}}{\frac{dZ_k}{K_k} + \frac{dZ_{k+1}}{K_{k+1}}} \dots \text{and} \dots K_{k,k-1} = \frac{dZ_k + dZ_{k-1}}{\frac{dZ_k}{K_k} + \frac{dZ_{k-1}}{K_{k-1}}} \quad (16)$$

Тридиагональная система уравнений для искоемых значений температур в узлах решетки T_{k+1}^{n+1}, T_k^{n+1} и T_k^{n+1}, T_{k-1}^{n+1} , дополненная граничными условиями на поверхности и в основании области счёта, решалась методом прогонки (см. например, Самарский, Гулин, 1989). В результате получалось распределение температур на следующем, $(n+1)$ -ом, шаге времени. Шаг Δz менялся по глубине как непрерывная кусочно-линейная функция от значений 0.5 - 20 м у поверхности осадочной толщи до 1000 - 3000 м в основании области счёта ($z=100-200$ км).

Корректность разностной схемы проверялась сравнением численных решений с аналитическими (Карслоу и Егер 1964; Тёркот и Шуберт 1985) и полуаналитическими (Гольмшток 1979,1980; Галушкин и Смирнов, 1987) аналогами, а также сопоставлением решений, полученных с использованием различных шагов Δt и Δz и подробно обсуждается в разделе 2.3 диссертации. Во всех случаях подходящий выбор шагов Δt и Δz позволял обеспечить совпадение температур и тепловых потоков с результатами аналитических и полуаналитических методов с точностью до десятых долей процента. Как отмечается в диссертации, анализ режима эрозии требует особой осторожности в выборе шагов Δt и Δz (Галушкин, 1988, 1990; Makhous, Galushkin and Lopatin, 1997)).

2.4 Тектоническое погружение, растяжение и термическая активизация литосферы

Известно, что в модели изостатического отклика литосферы на нагрузку амплитуда тектонического погружения поверхности фундамента складывается из двух основных составляющих (Sclater and Christie, 1980; McKenzie, 1981):

$$ZT = ZTs + ZTb \quad (17)$$

Здесь ZTs определяет относительное изменение глубины поверхности фундамента при удалении нагрузки воды и осадков и может быть записано в виде:

$$ZTs(t) - ZTs(0) = \frac{\rho_a - \rho_w}{\rho_a} \cdot S(t) + \frac{\rho_a - \rho_w}{\rho_a} \cdot [Z_w(t) - Z_w(0)] \quad (18)$$

Вторая часть тектонического погружения, ZTb , связана с процессами, изменяющими распределение плотности в колонке фундамента (например, при нагревании и охлаждении пород фундамента, его растяжении или при смещении границ фазовых переходов в литосфере):

$$ZTb(t) - ZTb(0) = \frac{G(t) - G(0)}{\rho_a \cdot g} \quad (19)$$

(Makhous, Galushkin, and Lopatin, 1997). В уравнениях (18, 19): t - время, $t = 0$ - начало формирования бассейна, $Z_w(t)$ - палеоглубины водной колонки на время t , $ZTs(t)$ - амплитуда тектонического погружения, $S(t)$ - толщина осадочного покрова, ρ_a и ρ_w - плотности астеносферы и воды, $\rho_s(t)$ - средняя плотность пород в столбце осадков, g - ускорение силы тяжести и G - вес столбца фундамента некоторой фиксированной высоты l_0 :

$$G(t) = g \cdot \int_0^{l_0} \rho_l(Z, t) \cdot dZ \quad (20)$$

Плотность пород фундамента $\rho_l(Z, t)$ зависела от температуры, давления и состава литосферы в согласии с (14).

В наших моделях поверхность изостазии совпадала с основанием области счета и приходилась на глубинные горизонты хорошо прогретых реологически ослабленных пород астеносферы или низов литосферы, способных течь под действием сравнительно слабых разностей напряжений. В диссертации рассматривается этот вопрос и отмечается, что отклонения от состояния локальной изостазии в осадочных бассейнах ожидаются незначительными как на этапе ослабления литосферы бассейна (при ее аномальном прогревании или растрескивании при растяжениях фундамента), так и на региональном этапе развития бассейна, когда характерные горизонтальные размеры осадочного покрова заметно превосходят эффективную "упругую" мощность подстилающей литосферы (Галушкин и др., 1991). Для таких изостатически уравновешенных областей воздымание поверхности фундамента в отсутствие эрозии может вызываться уменьшением плотности пород в колонке фундамента в ответ на прогревание литосферы бассейна или/и на погружение границ фазовых переходов (обрамление Красного моря, Байкала и др.). И, напротив, при относительно слабом воздействии прогревания уменьшение мощности "нормальной" коры в ответ на растяжение фундамента или как результат действия фазовых переходов, переводящих породы нижних горизонтов континентальной коры в более плотные гранулитовые и эклогитовые фации должно вызывать погружение поверхности фундамента. Рельеф района Афарского треугольника представляет пример одновременного действия интенсивной тепловой активизации и тектонического растяжения. В бассейнах с локально-изостатическим откликом литосферы на нагрузку сопоставление вариаций амплитуды тектонического погружения фундамента, вычисленных альтернативными методами: 1) удалением поверхностной нагрузки воды и осадков (процедура "backstripping") и 2) из анализа распределения плотностей в фундаменте, - дает дополнительный метод контроля за параметрами тектонической и тепловой истории бассейна. Если некоторый этап развития бассейна характеризуется состоянием горизонтального сжатия, когда отклонения от локальной изостазии становятся заметными, то в расчетах тектонического погружения необходимо вводить поправочный множитель $\gamma < 1$, учитывающий уменьшение отклика литосферы на нагрузку от изостатического за счет конечной жесткости литосферы бассейна, поддерживаемой в том числе и региональными напряжениями. Более сложная ситуация будет в районах проявления активной тектоники, типа предгорных прогибов, когда появляется заметная динамическая составляющая тектонического погружения.

Как показывают исследования, процессы тепловой активизации и растяжения фундамента (последние, как отмечается в диссертации, могут включать в себя и сокращение мощности коры при фазовых переходах в ее основании) могут неоднократно повторяться в истории бассейна. Метод численного анализа влияния этих процессов на тепловую историю бассейнов обсуждается в разделе 2.4 диссертации. Рис.2 показывает пример влияния двух периодов медленного растяжения с амплитудами около 1.2 и продолжительностью около 100 и 50 млн. лет (РАС1 и РАС2 на рис.2е), а также двух тепловых активизаций с эффективными тепловыми потоками на поверхности около 100 и 60 мВт/м² (ТАК1 и ТАК2 на рис.2е, ж) на термическое состояние литосферы бассейна Узд эль Миа в Восточном Алжире.

2.5 Методы контроля палеотемпературной истории бассейна

В данном разделе диссертации обсуждается вопрос о реперах палеотемпературной истории бассейна. Раздел начинается с рассмотрения отражательной способности

витринита $Ro\%$ как наиболее распространенного и обоснованного метода контроля степени катагенеза ОВ, обсуждаются физические и геохимические условия применения этого метода. К его преимуществам, помимо доступности и воспроизводимости, относится возможность теоретического расчета значений Ro по палеотемпературной истории образца. В системе ГАЛО для вычисления значений Ro использовалась кинетическая модель витринита, разработанная в Ламонтской лаборатории США (Sweeney and Burnham, 1990). В этой модели процесс созревания витринита описывается 20-ю реакциями первого порядка Аррениуса со значениями частотного фактора A и исходными потенциалами реакций X_{i0} , приведенными в табл.7-2 диссертации. В процессе моделирования на каждом шаге времени и в каждом узле решетки в пределах осадочной толщи вычислялась степень преобразованности витринита, и затем значения отражательной способности витринита определялись из корреляционного соотношения (Sweeney and Burnham, 1990). Сравнение вычисленных значений Ro с величинами, измеренными в современном разрезе, использовалось в системе ГАЛО для корректировки исходных параметров модели (рис.2в). Значения температурно-временного индекса (ТВИ, Лопатин, 1971; Waples, 1980) также рассматривались в наших моделях, однако они использовались лишь как дополнительный, простой, но приближенный метод характеристики палеотемпературного режима осадков.

В диссертации обсуждаются и другие методы оценки палеотемператур и уровня катагенеза ОВ в осадках, такие как методы, основанные на анализе соотношений в ряду биомаркеров, распределений возраста и длины следов от распада ядер урана в образцах апатита, состава и физических свойств жидкостей, захваченных в процессе диагенеза матрицей пород, а также преобразования смектитов в иллит при высоких температурах. В диссертации сделан вывод, что хотя эти методы безусловно полезны для дополнительного контроля выбора исходных параметров модели, для всех них характерен большой разброс в значениях оцениваемых температур, что существенно снижает их эффективность по сравнению с методом измерения отражательной способности витринита.

2.6 Моделирование истории реализации углеводородного потенциала нефтематеринских свит бассейна

Процессы созревания керогена и история генерации УВ рассматривались в системе ГАЛО с использованием алгоритмов, представленных в (Tissot and Espitalie, 1975; Tissot et al., 1987; Espitalie et al., 1988; Ungerer, 1990; Issler and Snowdon, 1990). Предполагалось, что созревание ОВ нефтегазоматеринских пород можно описать с помощью ряда независимых реакций Аррениуса первого порядка

$$K_i(t) = A_i \exp(-E_i / RT(t)) \quad (21)$$

где K_i - скорость реакции, A_i - частотный фактор Аррениуса, E_i - энергия активации, R - газовая постоянная, t - время, и T - температура в $^{\circ}K$. Если параметры A_i , E_i и X_{i0} (исходный потенциал генерации УВ для i -ой реакции) известны для всех N реакций, то количество генерированных УВ и скорость их генерации вычислялись по формулам (Tissot and Espitalie, 1975):

$$Q(t) = \sum_1^N X_{i0} \cdot [1 - \exp(-\int_0^t K_i(t') \cdot dt')] \quad (22)$$

$$S_2(t) = \frac{dQ}{dt} = \sum_1^N X_{i0} \cdot K_i(t) \cdot \exp(-\int_0^t K_i(t') \cdot dt')$$

Для восстановления кинетических параметров эффективных реакций, контролирующих процессы преобразования керогена, на основе данных

экспериментального пиролиза образцов нефтематеринских пород на установках типа Rock-Eval был разработан специальный программный модуль, включенный в систему ГАЛО. В этом модуле кинетические параметры эффективных реакций E_i , A_i и X_{i0} находятся с использованием нелинейного алгоритма оптимизации (метод Левенберга-Макуртера, Press et al., 1986; Issler and Snowdon, 1990) в сочетании с линейным методом поиска коэффициентов. Решается обратная задача статистики, в которой минимизируется функция ошибок χ^2 при сравнении скоростей генерации углеводородов, S_2 , вычисленных по уравнению (22), и измеренных в экспериментальной установке открытого пиролиза для набора температур нагревания образца T_i в пиролизаторе:

$$\chi^2(a) = \sum_{i=1}^N \left[\frac{S_{2i} - S_2(T_i, a)}{\sigma_i} \right]^2 \quad (24)$$

Здесь σ_i - ошибка i -ого измерения, N - число измерений, a - искомый вектор кинетических параметров, включающий M искомым исходных потенциалов реакций, X_i , и M искомым частотных факторов реакций, A_i , при заранее выбранных значениях энергий активации E_i . Размерность искомого вектора a могла достигать 80-ти. Применяя метод градиентного спуска к решению обратной статистической задачи (Press et al., 1986), мы получали отклонение δa_m m -той компоненты вектора a от ее предыдущего приближения решением системы уравнений:

$$\sum_{m=1}^M \alpha_{km} \cdot \delta a_m = \beta_k \quad (25)$$

где

$$\alpha_{km} = 0.5 \cdot \frac{\partial^2 \chi^2}{\partial a_k \cdot \partial a_m} = \sum_{i=1}^N \frac{1}{\sigma_i^2} \cdot \left\{ \frac{\partial S_2(T_i, a)}{\partial a_k} \cdot \frac{\partial S_2(T_i, a)}{\partial a_m} \right\} \quad (26)$$

$$\beta_k = 0.5 \cdot \frac{\partial \chi^2}{\partial a_k} = - \sum_{i=1}^N \frac{1}{\sigma_i^2} \cdot \left\{ [S_{2i} - S_2(T_i, a)] \cdot \frac{\partial S_2(T_i, a)}{\partial a_k} \right\}$$

и S_2 вычисляется согласно (22). В отличие от зарубежных аналогов наш алгоритм восстановления параметров спектров реакций не ограничивался вариантом с одним значением частотного фактора A , и это позволяло осуществлять более качественный подбор кинетических параметров (сравни рис.3а, б - один фактор A , с кривыми на рис.3в, г - различные A_i).

Нередко встречается ситуация, когда образцы материнских пород, подвергаемых экспериментальному пиролизу, характеризуются заметным уровнем катагенеза ОВ ($Ro \approx 0.50-0.70\%$), приобретенным при погружении образца в геологическую историю бассейна. В нашем алгоритме учтен этот фактор и, в отличие от французского, германского и американского пакетов, он включает геологический этап созревания ОВ пиролизуемого образца. Для этого интеграл по времени в (22) представлялся в виде суммы двух интегралов:

$$\int_{t_0}^t K_i(t') \cdot dt' = \int_{t_0}^{t_1} K_i(t') \cdot dt' + \int_{t_1}^t K_i(t') \cdot dt' \quad (27)$$

где $t_0 < t' < t_1$ есть временной интервал истории погружения образца в бассейн и $t_1 < t' < t$ - временной интервал программируемого нагревания образца в пиролизаторе. При известной из реконструкций температурно-временной истории материнских пород (рис.3е или 2з) такой подход позволял восстанавливать спектры эффективных кинетических реакций по данным пиролиза образцов с исходными значениями $Ro \leq 0.70-0.80\%$ с заметным уточнением распределения энергий в низкоэнергетичной области спектра (сравни спектр на рис.3в,

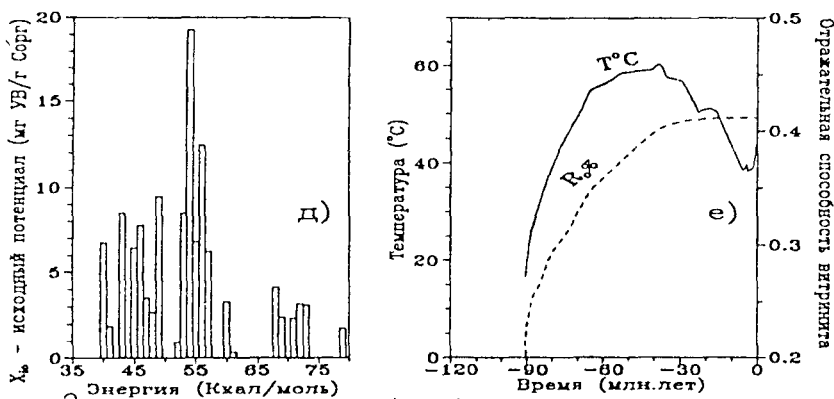
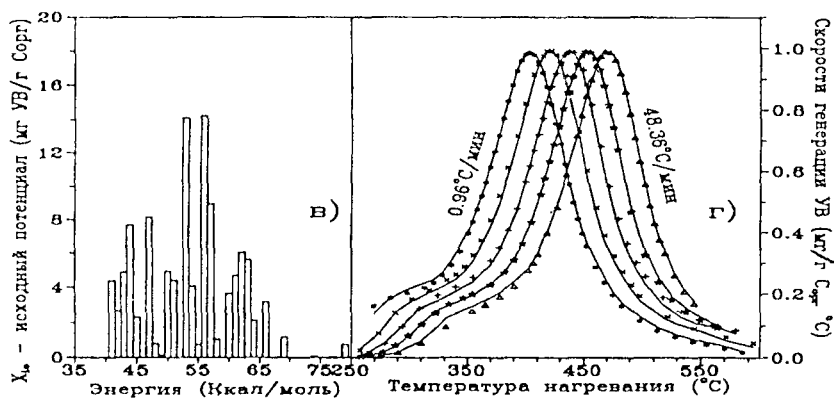
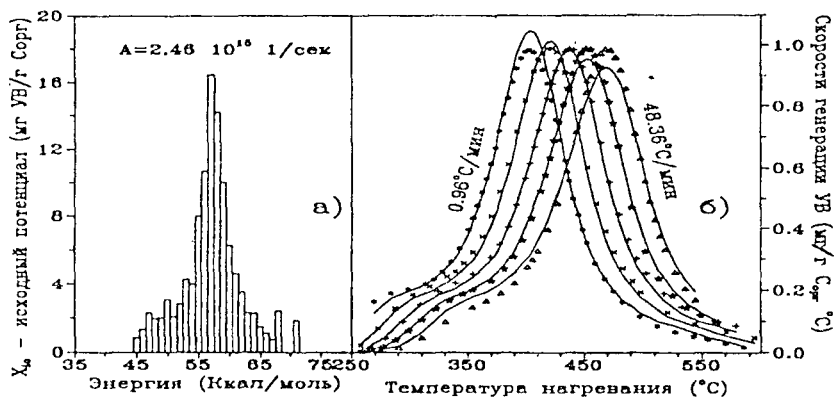


Рис. 3 Кинетические спектры: а) б) — без учета геологической истории, в) г) — с учетом геологической истории созревания образца, представленной на рис. 3е. На рис. 3б, 3г скорости генерации УВ в эксперименте (сплошные линии — вычисленные, символы — измеренные значения)

полученный без учета геологической истории образца, со спектром на рис.3 д, учитывающим эту историю).

Формулы (21,22), позволяющие восстанавливать историю реализации УВ потенциала пород по известным кинетическим параметрам реакций созревания ОВ, предполагают, что процесс крекинга керогена осуществляется через реакции первого порядка. При наличии реакций вторичного крекинга жидких УВ на газовые и коксовую составляющие, имеющих место при температурах $T > 140-150^{\circ}\text{C}$, выход различных УВ-составляющих (в отсутствии заметной эмиграции УВ из слоя) будет определяться уравнениями (Tissot et al.,1987; Espitalie et al.,1988):

$$dq/dt = \mathbf{C} \cdot \mathbf{X} + \mathbf{B} \cdot \mathbf{q} \quad (28)$$

с начальным условием: $q_i(0) = \text{Сор}_i(0) \cdot q_{i0}$, $j=1, \dots, n$. Матрица $C_{ij} = A_i \cdot \text{EXP}(-E_j/R \cdot T) \cdot a_{ij}$ описывает первичный крекинг, \mathbf{X} - массив остаточных потенциалов первичных реакций ($dx_j/dt = -A_j \cdot \text{EXP}(-E_j/R \cdot T) \cdot x_j(t)$). Матрица \mathbf{B} описывает процессы вторичного крекинга неустойчивых фракций УВ [$B_{ij} = A'_j \cdot \text{EXP}(-E'_j/R \cdot T) \cdot a_{ij}$ для $i=1, \dots, m$, $j=1, \dots, p$ и $i \neq j$, $B_{jj} = A'_j \cdot \text{EXP}(-E'_j/R \cdot T)$ для $j=1, \dots, p$ и $B_{jj} = 0$ для $i=1, \dots, m$, $j=p+1, \dots, m$]. a_{ij} - вклад i -ой фракции в продукте j -ой вторичной реакции, p - число неустойчивых фракций (число вторичных реакций), m - полное число фракций, n -число первичных реакций, A'_j, E'_j -предэкспоненциальный фактор и энергия активации реакций вторичного крекинга. Для трехкомпонентной системы (нефть- Q_{oil} , газ- Q_{gas} и кокс- Q_{coke}) соответствующие выходы УВ как функции времени можно представить в замкнутом виде:

$$Q_{oil} = \sum_{i=1}^p Q_{oil}^i = \sum_{i=1}^p \text{EXP}\left(-\int_{t_0}^t K_{kr}^i \cdot dt'\right) \left[\int_{t_0}^t K_{kr}^i \cdot C_k^i \cdot \text{EXP}\left(\int_{t_0}^{t'} K_{kr}^i \cdot dt''\right) \cdot dt'\right]$$

$$Q_{gas} = \sum_{i=1}^p x_{r_i} \cdot \int_{t_0}^t K_{kr}^i \cdot Q_{oil}^i \cdot dt' + \sum_{j=p+1}^m x_{g_j} \cdot [1 - \text{EXP}\left(-\int_{t_0}^t K_g^j \cdot dt'\right)] \quad (29)$$

$$Q_{coke} = \sum_{i=1}^p (1 - x_{r_i}) \cdot \int_{t_0}^t K_{kr}^i \cdot Q_{oil}^i \cdot dt'$$

где $C_k^i = x_{o_i} \cdot \text{EXP}\left(-\int_{t_0}^t K_{oil}^i \cdot dt'\right)$ - концентрация i -ой составляющей керогена,

преобразующейся в жидкие УВ, K_{oil}^i - скорость этой реакции, K_{kr}^i - скорость крекинга i -ой составляющей жидких УВ, x_{r_i} - доля выхода газовых УВ в этой реакции, x_{o_i}, x_{g_j} - исходные потенциалы i -ой и j -ой реакций первичного крекинга керогена. Формулы (29) применялись для расчетов относительных вкладов жидкой, газовой и коксовой составляющих в полный выход УВ (Галушкин и др.,1995; Галушкин, Кутас, 1995; Makhous, Galushkin and Lopatin, 1997). В расчетах использовались кинетические параметры реакций крекинга керогенов стандартных типов I, II, III (Tissot et al.,1987; Espitalie et al.,1988) на 3 (нефть, газ и кокс) и 5 ($C_1, C_2-C_5, C_6-C_{15}, C_{15+}$ и кокс) фракций (см. раздел 2.6 диссертации).

Система моделирования бассейнов ГАЛО включала также оценку порога первичной эмиграции жидких УВ (рис.2 и) и количества эмигрировавших УВ (Лопатин, Галушкин и др.,1992; Lopatin, Galushkin and Makhous, 1996). В расчетах учитывались изменения пористости и плотности материнских пород с глубиной и временем, а также уменьшение содержания Сор_г по мере созревания ОВ в них. Как отмечается в диссертации, оценки порога эмиграции очень критичны к значению пороговой пористости, P_{th} , которая представляет долю порового пространства, заполненного жидкими УВ, прежде чем начнется их эмиграция из материнских пород. Величина P_{th} может меняться от 5 до 60% в зависимости от типа ОВ и литологии вмещающих пород (Espitalie et al.,1988; Ungerer, 1990).

2.7 Моделирование термического режима бассейнов в условиях похолодания климата в плиоцен-четвертичное время с учетом формирования криолитозон.

Вариации климата в плиоцен-четвертичное время вызвали существенные отклонения термического режима осадочных толщ от стационарного в бассейнах высоких и средних широт Северного полушария. Формирование и деградация горизонтов вечномерзлых пород неоднократно имели место в течение всего рассматриваемого периода. Методы, позволяющие оценить влияние этих процессов на термическое состояние осадочной толщи бассейнов высоких широт, обсуждаются в разделе 2.7 диссертации. Показано, что при таких обстоятельствах значительную роль в формировании температурного режима бассейнов играют изменения теплоемкости и теплопроводности пород, связанные с процессами замерзания воды и таяния льда в пористых осадочных породах, а также с вариациями литологии пород в реальном разрезе бассейна. Для мерзлых пород теплоемкость и теплопроводность в заметной степени зависят от содержания незамерзшей воды и льда в породе (Кудрявцев, 1981; Lachenbruch et al., 1982)

$$K = K_m^{(1-\phi(z))} \cdot K_w^{\phi(z) \cdot W(T)} \cdot K_i^{\phi(z) \cdot (1-W(T))}$$

$C_v = C_{vm} \cdot [1-\phi(z)] + C_{vw} \cdot \phi(z) \cdot W(T) + C_{vi} \cdot \phi(z) \cdot (1-W(T)) + \rho L \cdot dW(T)/dT$ (30) - а для талых пород они определяются формулами (9). В (30): z -глубина, ϕ -пористость, T -температура, K_m -теплопроводность минерального скелета осадочной породы, K_w -теплопроводность воды, изменяющаяся с температурой, $K_i = 2.26$ Вт/м⁰К-теплопроводность льда, W -относительная доля воды, не замерзающей при температуре T , T_L -температура ликвидуса льда или начала замерзания воды, зависящая от давления и содержания солей в грунтовых водах (Nixon, 1986):

$$T_L = 0^\circ\text{C} - 0.073 \cdot P - 0.064 \cdot C_s \quad (31)$$

P - давление поровой жидкости в МПа, предполагаемое гидростатическим, C_s - концентрация солей NaCl и KCl в г/литр. Теплопроводность льда почти в 4 раза превосходит среднюю теплопроводность воды, поэтому для мерзлых пород теплопроводность сильно зависит от вида кривой льдистости, $W(T)$. Последний член в формуле (30) для C_v описывает вклад скрытой теплоты плавления льда в интальныйном приближении, когда температуры фазового перехода "вода-лед", а вместе с ними и тепловой эффект скрытой теплоты плавления, оказываются распределенными по интервалу температур, определяемому формой функции $W(T)$ (Jame and Nogum, 1980; Кудрявцев, 1981; Nixon, 1986; Ершов, 1990). Такой подход несомненно ближе к описанию реальных процессов в мерзлых породах, нежели более популярный классический метод Стефана с фиксированной температурой перехода воды в лед для всего объема жидкости в породе. Эффективный температурный интервал перехода воды в лед (и обратно) определяется видом кривой $W(T)$. В зависимости от формы кривой эффект скрытой теплоты плавления может увеличивать эффективную теплопроводность мерзлых пород на 1-2 порядка (Galushkin, 1997).

На основе рассмотренных алгоритмов автором был разработан пакет программ "ФРОСТ", позволяющий проводить численный анализ эволюции температурного режима бассейнов в условиях резких колебаний климата. Пакет создавался как один из прикладных вариантов общего пакета программ ГАЛО по моделированию палеотемпературной истории бассейнов и оценке их углеводородного потенциала. Существенно, что изменение теплового режима осадочной толщи в течении последних 3 - 4 млн. лет моделировалось как продолжение эволюции бассейна на более ранних этапах его развития, начиная с

момента зарождения бассейна. Соответствующие расчеты, проведенные на примерах отдельных площадей Западно-Сибирского и Печерского бассейнов (Галушкин, Лопатин, 1997; Galushkin, 1997), позволили уточнить оценки нестационарного термического эффекта вариаций климата, которые в литературе ограничивались в основном относительно короткими интервалами времени в позднечетвертичный период и осуществлялись в рамках относительно простых моделей, включавших два однородных слоя талых и мерзлых пород (Баулин, 1962; Кудрявцев, 1981; Lachenbruch et al., 1982; Сигунов, Фартышев, 1991, 1995; Lebret et al., 1994). Расчеты, представленные в диссертации, позволили оценить вариации мощности зон вечномерзлых пород, также как и зон устойчивого существования метановых газогидратов. Они показали, что в силу относительной кратковременности процессы формирования криолитозон не оказали заметного влияния на историю созревания ОБ осадков, но их влияние на современное распределение температур значительно. Последнее, как известно, служит важным контролирующим фактором при построении модели. По этой причине для бассейнов северных широт анализ температурного режима криолитозон является обязательной частью процедуры моделирования бассейнов.

2.8 Численный анализ термической эволюции и созревания ОБ осадков под влиянием тепла интрузий.

Этот раздел диссертации посвящен методам численной оценки размеров и интенсивности ореола термического влияния интрузии. Мировые данные согласуются с тем фактом, что термическое влияние интрузии простирается, как правило, на расстояния 30 - 60 % толщины интрузии и очень редко превосходит 100% толщины. Они также налагают ограничения на возможные максимальные температуры вмещающих пород в зоне контакта с интрузией значениями, которые могут быть на 200-500°C ниже исходной температуры жидкой магмы. Ограниченный ореол термического воздействия интрузий вместе с относительно низким уровнем метаморфизма пород контактной зоны могли быть объяснены лишь в рамках модели, отличной от традиционной модели мгновенного вмещения расплавленного магматического тела во вмещающие породы.

Для решения проблемы была разработана специальная модификация пакета моделирования бассейнов, позволявшая проводить вычисления эволюции термического режима осадочной толщи и фундамента вместе с анализом температурного режима самих интрузий и вмещающих пород с одновременным расчетом степени метаморфизма ОБ вмещающих пород. Существенно, что вычисления проводятся для реального осадочного разреза, содержащего интрузию. Специальная процедура обеспечивала разбиение области счета в окрестности интрузии на достаточно мелкие шаги по глубине и времени, гарантируя устойчивость решения и выполнения условия, что смещение фронта плавления за шаг времени было в 2-3 раза меньше соответствующего шага по глубине. Модель позволяла учитывать тепловое и катагенетическое влияние гидротермального теплопереноса выше интрузии, а также тепловой эффект от реакций дегидратации во вмещающих породах (Galushkin, 1997).

Сравнение отражательной способности витринита, вычисленной согласно кинетической модели витринита, со значениями Ro%, измеренными в пределах термических ореолов нескольких хорошо датированных интрузий подтверждает тот факт, что традиционная модель мгновенной интрузии переоценивает температуру и уровень метаморфизма вмещающих пород. В диссертации для решения проблемы предложена модель с конечными временами формирования интрузий и ее модификация - модель вмещения интрузии в оболочке. В этих

моделях мощность интрузивного тела наращивается в течении некоторого промежутка времени по механизму "дайка в дайке". Алгоритм вычисления был близок к использованному нами при анализе процесса формирования подошевой коровой магматической камеры срединно-океанических хребтов (Галушкин и Дубинин, 1993; 1994). Результаты расчетов по этой модели, представленные в диссертации, демонстрируют хорошее совпадение вычисленных и наблюдаемых термических ореолов интрузий (Galushkin, 1997).

Глава 3. ТЕРМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ БАСЕЙНОВ И УСЛОВИЯ РЕАЛИЗАЦИИ ИХ НЕФТЕГАЗОГЕНЕРАЦИОННОГО ПОТЕНЦИАЛА

3.1 Термический режим осадочной толщи и условия созревания ОВ на рифтовой стадии развития бассейнов

Высокий тепловой поток на рифтовой стадии развития бассейна способствует раннему созреванию ОВ в осадках. Степень преобразованности ОВ при этом существенно зависит от интенсивности осадконакопления. Этот факт иллюстрируется результатами численного моделирования процесса остывания литосферы с начальным тепловым потоком на поверхности $Q=105 \text{ мВт/м}^2$, типичным для современных рифтовых областей, и с одновременным отложением песчанисто-глинистых осадков со скоростями от 0.1 до 1.0 км/млн.лет в течении первых 10 млн лет остывания с последующей релаксацией термического режима при неизменной мощности осадочной толщи. Расчеты показывают, что при максимальной скорости осадконакопления $V=1 \text{ км/млн.лет}$ породы в основании осадочной толщи уже через 5 млн. лет после начала осадконакопления достигают температур свыше 150°C при степени катагенеза пород $R_o \geq 1.0\%$. Такие же условия для скоростей осадконакопления $V \geq 0.4 \text{ км/млн.лет}$ достигаются в пределах первых 10 млн. лет. Моделирование, проведенное для трех стандартных типов керогена (кероген типа II с исходным потенциалом $HI=627 \text{ мг УВ/г } C_{орг}$, кероген типа II с более бедным потенциалом $HI=377 \text{ мг УВ/г } C_{орг}$ и кероген типа III с исходным потенциалом $HI=160 \text{ мг УВ/г } C_{орг}$), показывает, что достигнутые температуры и уровни зрелости соответствуют началу вторичного крекинга жидких УВ при условии, что эти УВ не имели возможность мигрировать в верхние горизонты с более умеренными температурами. В этих условиях жидкие УВ, генерированные в основании накопленной толщи осадков, разлагаются на газы, составляющие и кокс в течение первых 7-11 млн лет, а исходный потенциал генерации УВ этих пород будет реализован за это время почти полностью. Другая ситуация, как показано в диссертации, будет иметь место для более умеренных скоростей осадконакопления и соответственно меньших мощностей отложений.

Тесная связь между скоростью осадконакопления и степенью катагенеза ОВ в породах на рифтовом этапе развития бассейна подтверждается и результатами моделирования для осадочных разрезов Днепровско-Донецкого (Галушкин и др., 1985; Галушкин, 1988; Galushkin et al., 1991), Западно-Сибирского (Галушкин и др., 1994, 1997), Северо-Германского (Berthold und Galushkin, 1986; 1988) и других бассейнов. Во всех случаях, когда мощность осадочного покрова, отложившегося в условиях повышенного теплового потока, превосходила 2 км, достигался значительный уровень катагенеза ОВ и реализации исходного нефтегазогенерационного потенциала глубокопогруженных пород уже на рифтовом этапе развития бассейна.

Численный анализ вариаций амплитуд тектонического погружения фундамента, проведенный для ряда осадочных бассейнов в диссертации, подтверждает значительную продолжительность (до нескольких десятков

миллионов лет) процессов тепловой активизации литосферы, сопровождающих рифтогенез. Так, для Нижнепурского прогиба Уренгойского вала Западно-Сибирского бассейна анализ предполагает заметную тепловую активизацию литосферы с эффективным тепловым потоком на поверхности 65-85 мвт/м², которая охватывала не только триас, но и подавляющую часть нижней юры (Галушкин и др., 1994, 1997; Galushkin, 1997). Предполагаемая из анализа тектонического погружения тепловая активизация литосферы в течение 20 млн. лет рифтового этапа развития бассейна помогла объяснить быстрое пострифтовое погружение Днепровско-Донецкого бассейна в каменноугольный период (Галушкин и Кутас, 1995), причины которого были предметом оживленных дискуссий (Артюшков, 1993; Nikishin et al., 1996, 1997). Продолжительная тепловая активизация на рифтовом этапе эволюции бассейна может сопровождаться внедрением силлов и гидротермальной циркуляцией в осадочной толще и верхних горизонтах фундамента. Учет этих процессов в моделировании позволяет объяснить резкое увеличение отражательной способности витринита в нижних горизонтах осадочных толщ, типичное для многих рифтогенных бассейнов мира (Галушкин и др., 1994, 1997; Galushkin, 1997).

3.2 Анализ эволюции температурного режима и условий созревания ОБ в пострифтовый этап развития бассейнов

Интенсивность осадконакопления остается важным фактором формирования термической истории осадочных пород и на пострифтовом этапе развития бассейна. Периоды медленного осадконакопления в отсутствии тепловой активизации фундамента характеризуются относительно умеренным ростом уровня катагенеза ОБ, как это демонстрируют численные реконструкции разрезов Ромашкинского месторождения Волго-Камской антеклизы (Смирнов и Галушкин, 1986), отдельных площадей Днепровско-Донецкого авлакогена (Галушкин и др., 1985; Galushkin et al., 1991), Пипятского бассейна (Berthold, Galushkin and Muller, 1986), ряда разрезов Северо-Германской впадины (Berthold and Galushkin, 1986; 1988), Печерской синеклизы (Смирнов and Галушкин, 1986), бассейна Иллизи в Алжире (Munzer, Galushkin, and Lopatin, 1997) и других.

Напротив, интенсивное осадконакопление может перемещать глубинные осадки в область больших глубин и температур, и заметно увеличивать уровень катагенеза ОБ. Так, отложение 6 км терригенных песчано-алевролитоглинистых фракций в триасе в нашем примере моделирования бассейна Южно-Баренцовой впадины в районе Штокмановского месторождения имело итогом увеличение температуры пород нижнего триаса до 150°C и уровня катагенеза до $Ro=1.2-1.4\%$ всего лишь за первые 40 млн. лет развития бассейна. Как следствие, УВ потенциал этих пород был реализован еще на юрском этапе развития бассейна со вторичным крекингом жидких УВ, не успевших эмигрировать из пород (Галушкин и др., 1994). Рост уровня катагенеза при высоких скоростях осадконакопления имел место и в Восточно-Черноморской впадине, где интенсивное осадконакопление в позднем кайнозое сопровождалось значительной тепловой активизацией фундамента (Смирнов и Галушкин, 1986; Galushkin et al., 1991; Spadini et al., 1996).

Эрозия относится к числу распространённых процессов в истории бассейнов. Как показало моделирование, интенсивная эрозия, перемещая породы к поверхности, в область более низких температур, может законсервировать уровень катагенеза ОБ в них на величине, близкой к доэрозионной (пермская эрозия силурийских пород на площади Такхухт бассейна Оуэд-эль-Миа в Алжире - рис. 26.3; Lopatin, Galushkin, and Makhous, 1996; Makhous, Galushkin, and Lopatin, 1997). Считают, что эрозия всегда имеет результатом повышение теплового

потока и температурного градиента в среде (Череменинский, 1972). Однако, моделирование показало, что это справедливо лишь для эрозии однородной по теплофизическим свойствам среды, а для реального осадочного разреза с термическими характеристиками пород, меняющимися с глубиной, умеренная эрозия может приводить к уменьшению температурного градиента в осадочной толще (Смирнов и Галушкин, 1986).

3.3 Роль тепловой активизации и интрузивной деятельности в бассейнах

Тепловая реактивизация фундамента довольно распространенное явление в термической истории многих осадочных бассейнов. Так, в наших моделях эволюции бассейнов рассматривались: девонская тепловая активизация в Печорском бассейне (Смирнов и Галушкин, 1986; Galushkin et al., 1991), пермская активизация в Северо-Германском бассейне (Berthold und Galushkin, 1986; 1988), юрская и кайнозойская в Западно-Сибирском (Lopatin, Galushkin, and Makhous, 1996; Галушкин и др., 1994; Галушкин и др., 1997), пермско-нижнекарбонная в Днепровско-Донецкой впадине (Галушкин и Кутас, 1995) и другие. Как правило, тепловая активизация литосферы бассейна приводит к заметному увеличению температуры осадочных пород и уровня катагенеза ОБ в них. Исключения бывают, когда активизация сопровождается интенсивной эрозией, перемещающей глубинные породы к поверхности, в область низких температур, как это имело место во время пермской тепловой активизации в бассейне Уэд эль-Миа в Алжире. Здесь мощная эрозия привела к заметному уменьшению температуры силурийских материнских пород, что имело результатом лишь незначительное увеличение их катагенеза (рис.2 б, ж; Lopatin, Galushkin, and Makhous, 1996; Makhous, Galushkin, and Lopatin, 1997). В то же время кайнозойская тепловая активизация литосферы бассейна не сопровождалась эрозией и привела к заметному росту температуры и уровня катагенеза пород (рис.2 б, ж).

На отдельных этапах своего развития литосфера бассейнов в результате действия региональных полей напряжений может подвергаться растяжению (рис.2е). Результаты моделирования, приведенные в главе 3 диссертации, показывают, что амплитуда растяжения, оцениваемая по вариациям кривой тектонического погружения, редко превышает значение 1.20, в то время как продолжительность процесса, как правило, превосходит 30-40 млн.лет (глава 3 диссертации). По этой причине скорости деформаций пород при растяжении литосферы бассейна остаются незначительными, а вместе с ними малы и термические следствия процесса растяжения (рис.2б, е, ж; Makhous, Galushkin, and Lopatin, 1997).

В некоторых бассейнах (Восточно-Сибирский в России, Парана и Парнаиба в Бразилии) тепловая реактивизация литосферы сопровождалась обильной интрузивной активностью с прогреванием пород и созреванием ОБ в окрестности интрузий. В разделе 3.3 диссертации методика моделирования термической воздействия интрузий, описанная в главе 2, применяется для анализа термической эволюции и процесса созревания ОБ во вмещающих породах ряда континентальных интрузий с мощностями тел от 0.9 до 118 м. На примере внедрения 5-ти юрских и меловых интрузий (мощностью до 200 м) в осадочный разрез бассейна Парнаиба в Бразилии анализируются тепловые следствия внедрения роя интрузий в осадочный чехол бассейнов. Результаты моделирования подтверждают тот факт, что внедрение интрузий в осадочный чехол бассейнов может существенно повысить уровень катагенеза ОБ вмещающих пород на расстояниях от 0.5 до 1.0 ширины интрузии. Подтвердились также выводы раздела 2.8 диссертации о том, что вычисления в рамках традиционной модели мгновенного внедрения интрузии заметно переоценивают температуру и уровень

метаморфизма вмещающих пород. Рассмотренные для этих примеров модели, предполагающие наращивание интрузивных тел в течении определенного промежутка времени (от минут до полугода), и, возможно, без прямого контакта расплавленных и вмещающих пород, удовлетворительно объясняют наблюдаемые размеры ореолов зрелости интрузий. Процесс генерации УВ в окрестности интрузий оказывается весьма кратковременным (от минут до нескольких лет), поэтому остается актуальным вопрос о конкретном механизме взрывной эмиграции жидких УВ из зоны контакта с магматическим телом и формирования для них подходящих ловушек.

3.4 Реконструкция теплового режима и истории реализации потенциала генерации УВ типичных континентальных рифтогенных бассейнов

В разделе диссертации рассматриваются реконструкции теплового режима и истории генерации УВ для осадочных разрезов Западно-Сибирского, Диспровидонского, Южно-Баренцева бассейнов России и бассейна Уэд эль Миа в Восточном Алжире, что позволило сделать выводы о влиянии некоторых специфичных процессов на формирование термического режима и эволюцию катагенеза ОБ осадочных бассейнов.

Так, моделирование на примере осадочного разреза Уренгойского месторождения предполагает, что при содержании ОБ в рассмотренном примере $\text{Сорг}=1-3\%$ в меловых и юрских горизонтах эффект на тепловое состояние бассейна от снижения теплопроводности пород за счет органических примесей не превышает $3-5^{\circ}\text{C}$ по температуре и $0.10-0.12\%$ по R_0 . Более значительным оказалось влияние уменьшения теплопроводности, вызванное появлением в осадочном разрезе значительных пропластов со свободными УВ. Для осадочного разреза скв.266 соответствующее повышение температуры пород достигало $10-13^{\circ}\text{C}$ на глубинах 3000 - 5700 м, однако, этот эффект не превосходил 3°C для разреза скв. 411, где аккумуляция УВ была заметно меньшей.

Реконструкция термического режима Западно-Сибирского бассейна позволила нам восстановить химико-кинетический спектр генерации УВ пород покурской свиты, воспользовавшись данными экспериментального пиролиза образца покурской свиты на установке с хорошим контролем температур. Процедура восстановления спектра была аналогичной описанной в главе 2 и учитывала созревание ОБ образца на этапе его погружения в бассейне (рис.3д,е), Результирующий спектр предполагает, что термический крекинг ОБ пород покурской свиты может вносить заметный вклад в формирование больших месторождений метана Уренгойской площади.

На примерах баженовской свиты Западно-Сибирского бассейна и силурийской свиты бассейна Уэд эль-Миа в Восточном Алжире моделирование подтвердило тот факт, что аномальное тепло радиоактивности, выделяющееся, в сравнительно узких слоях нефтематеринских пород (100-150 м) не оказывает заметного влияния на формирование температурного режима пород и процесс созревания в них ОБ.

В главе 3 на примере реконструкции теплового режима Западно-Сибирского бассейна было оценено также влияние резких изменений климата в плейстоцен-четвертичное время на температурный режим осадков и фундамента бассейнов высоких широт. Результаты моделирования существенно зависели от конкретной литологии изучаемого разреза. Они предполагают, что вариации климата в течении последних 3.4 млн. лет в Западно-Сибирском осадочном бассейне привели к понижению температур в верхних 1500 м осадочного разреза на $15-20^{\circ}\text{C}$ и на $8-10^{\circ}\text{C}$ в его нижних горизонтах. В результате последнего

оледенения (23-15 тысяч лет назад) максимальная глубина погружения границы мерзлых пород составляла около 450 м и наблюдалась около 13 тысяч лет назад. В настоящий момент, согласно расчетам, зона пермафроста Уренгойской площади деградирует со скоростью около 6 м/1000 лет и ее мощность в местах Уренгойской площади, не подверженных действию аномальных факторов (озера, долины рек), должна достигать 350 м (Galushkin, 1997).

Вместе с зонами вечномёрзлых пород в периоды резких колебаний климата происходило формирование и деградация зон, благоприятных для устойчивого существования газогидратов. Моделирование предполагает, что за всю анализируемую историю климата на изучаемой площади Уренгойского месторождения нижняя граница устойчивого существования газогидратов не опускалась ниже 800 м, всегда оставаясь выше кровли сеноманского газового резервуара. Тогда один из основных механизмов образования газогидратных залежей внутри зон скопления свободного газа становится не актуальным для изучаемой площади, за исключением, быть может, сравнительно узких зон активной вертикальной миграции газа из сеноманских залежей (Галушкин, Лопатин, 1997).

Глава 4. ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ МОДЕЛИ ЭВОЛЮЦИИ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ЛИТОСФЕРЫ РИФТОГЕННЫХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

В главе 4 диссертации анализируются те аспекты формирования термического режима литосферы рифтогенных бассейнов, которые не могут быть изучены в рамках моделей плоского бассейна, применявшихся в главах 2 и 3, и требуют пространственно-временных методов численного анализа.

4.1 Методы анализа термической эволюции, теплового потока, рельефа поверхности и гравитационного поля подстилающей литосферы континентальных и океанических осадочных бассейнов

Программный аппарат, применявшийся в этой главе при рассмотрении термической эволюции литосферы на разных этапах развития осадочных бассейнов, позволял анализировать такие процессы как: континентальный и океанический рифтогенез, эволюция термического режима пассивных континентальных окраин, перескоки осей спрединга, формирование бассейнов задугового спрединга и др. Анализ осуществлялся с помощью решения нестационарного двумерного уравнения теплопроводности с конвективными членами, описывающими возможные перемещения вещества литосферы и астеносферы:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho \cdot C_p \cdot T) + \frac{\partial}{\partial x}(\rho \cdot C_p \cdot T \cdot V_x) + \frac{\partial}{\partial z}(\rho \cdot C_p \cdot T \cdot V_z) = \frac{\partial}{\partial x}(K \cdot \frac{\partial T}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial z}(K \cdot \frac{\partial T}{\partial z}) + A \quad (32)$$

где ρ - плотность, C_p - теплоемкость, K - теплопроводность, A - теплогенерация, T - температура пород литосферы, V_x , V_z - x и z -составляющие скоростей перемещения вещества коры и мантии. Все параметры в уравнении являлись функциями координат (x , z) и времени (t). Скрытая теплота плавления, игравшая заметную роль в формировании теплового режима литосферы, учитывалась при решении (32) энтальпийным методом, обсуждавшимся в главе 2. Для задач, рассматриваемых в этой главе, граничные условия предполагали поддержание определенных температур на верхней ($z=0$.) и нижней ($z=100-200$ км) границах области счета, условие $\partial T / \partial x = 0$ на достаточном удалении от оси рифта (или спрединга) и поддержание заданного высокоградиентного распределения

температур на оси области $x=0$. во время континентального рифтогенеза или спрединга или условие симметрии здесь ($\partial T/\partial x=0$) в периоды остывания литосферы. Уравнение (32) решалось по неявной конечно-разностной схеме близкой к рассмотренной в (Peacemont and Rtachford 1954), но приспособленной к изменяющимся значениям термофизических параметров пород и переменным шагам по времени и глубине и использующую схему с опережением для аппроксимации конвективного члена:

Ось X :

$$\begin{aligned}
 & \left[-\frac{(\rho \cdot c_p \cdot V_x)_{i-1,k}^{n+1}}{\Delta x_i} - \frac{2 \cdot K_{i-1}^{(k)}}{\Delta x_i (\Delta x_i + \Delta x_{i+1})} \right] \cdot T_{i-1,k}^{n+1} + \\
 & + \left[\frac{(\rho \cdot c_p)_{i,k}^{n+1}}{\Delta t_{n+1}} + \frac{(\rho \cdot c_p \cdot V_x)_{i,k}^{n+1}}{\Delta x_i} + \frac{2 \cdot K_{i-1}^{(k)}}{\Delta x_i (\Delta x_i + \Delta x_{i+1})} + \frac{2 \cdot K_{i+1}^{(k)}}{\Delta x_{i+1} (\Delta x_i + \Delta x_{i+1})} \right] \cdot T_{i,k}^{n+1} + \\
 & + \frac{2 \cdot K_{i+1}^{(k)}}{\Delta x_{i+1} (\Delta x_i + \Delta x_{i+1})} \cdot T_{i+1,k}^{n+1} = \left[\frac{2 \cdot K_{k,k-1}^{(l)}}{\Delta z_k (\Delta z_k + \Delta z_{k+1})} \right] \cdot T_{l,k-1}^n + \\
 & + \left[\frac{(\rho \cdot c_p)_{i,k}^n}{\Delta t_{n+1}} + \frac{(\rho \cdot c_p \cdot V_x)_{i,k}^n}{\Delta z_{k+1}} - \frac{2 \cdot K_{k,k-1}^{(l)}}{\Delta z_k (\Delta z_k + \Delta z_{k+1})} - \frac{2 \cdot K_{k,k+1}^{(l)}}{\Delta z_{k+1} (\Delta z_k + \Delta z_{k+1})} \right] \cdot T_{i,k}^n + \\
 & + \left[-\frac{(\rho \cdot c_p \cdot V_x)_{i,k+1}^n}{\Delta z_{k+1}} + \frac{2 \cdot K_{k,k+1}^{(l)}}{\Delta z_{k+1} (\Delta z_k + \Delta z_{k+1})} \right] \cdot T_{i,k+1}^n + A_{i,k}^{n+1}.
 \end{aligned} \tag{33}$$

..... for.. $2 \leq i \leq JM - 1, \dots 1 \leq k \leq KM$

Ось Z :

$$\begin{aligned}
 & \left[-\frac{2 \cdot K_{k,k-1}^{(l)}}{\Delta z_k (\Delta z_k + \Delta z_{k+1})} \right] \cdot T_{l,k-1}^{n+2} + \\
 & + \left[\frac{(\rho \cdot c_p)_{i,k}^{n+2}}{\Delta t_{n+2}} - \frac{(\rho \cdot c_p \cdot V_x)_{i,k}^{n+2}}{\Delta z_{k+1}} + \frac{2 \cdot K_{k,k-1}^{(l)}}{\Delta z_k (\Delta z_k + \Delta z_{k+1})} + \frac{2 \cdot K_{k,k+1}^{(l)}}{\Delta z_{k+1} (\Delta z_k + \Delta z_{k+1})} \right] \cdot T_{i,k}^{n+2} + \\
 & + \left[\frac{(\rho \cdot c_p \cdot V_x)_{i,k+1}^{n+2}}{\Delta z_{k+1}} - \frac{2 \cdot K_{k,k+1}^{(l)}}{\Delta z_{k+1} (\Delta z_k + \Delta z_{k+1})} \right] \cdot T_{i,k+1}^{n+2} = \left[\frac{(\rho \cdot c_p \cdot V_x)_{i-1,k}^{n+1}}{\Delta x_i} - \frac{2 \cdot K_{i-1}^{(k)}}{\Delta x_i (\Delta x_i + \Delta x_{i+1})} \right] \cdot T_{i-1,k}^{n+1} + \\
 & + \left[\frac{(\rho \cdot c_p)_{i,k}^{n+1}}{\Delta t_{n+2}} - \frac{(\rho \cdot c_p \cdot V_x)_{i,k}^{n+1}}{\Delta x_i} - \frac{2 \cdot K_{i-1}^{(k)}}{\Delta x_i (\Delta x_i + \Delta x_{i+1})} - \frac{2 \cdot K_{i+1}^{(k)}}{\Delta x_{i+1} (\Delta x_i + \Delta x_{i+1})} \right] \cdot T_{i,k}^{n+1} + \\
 & + \left[\frac{2 \cdot K_{i+1}^{(k)}}{\Delta x_{i+1} (\Delta x_i + \Delta x_{i+1})} \right] \cdot T_{i+1,k}^{n+1} + A_{i,k}^{n+2}
 \end{aligned}$$

..... for. $2 \leq k \leq KM - 1, \dots 1 \leq i \leq JM$

$$K_{k,k+1}^{(l)} = \frac{\Delta z_k + \Delta z_{k+1}}{\frac{\Delta z_k}{K_{i,k}} + \frac{\Delta z_{k+1}}{K_{i,k+1}}} \dots K_{k,k-1}^{(l)} = \frac{\Delta z_k + \Delta z_{k-1}}{\frac{\Delta z_k}{K_{i,k}} + \frac{\Delta z_{k-1}}{K_{i,k-1}}} \dots K_{i-1}^{(k)} = \frac{\Delta x_i + \Delta x_{i+1}}{\frac{\Delta x_i}{K_{i,k}} + \frac{\Delta x_{i+1}}{K_{i+1,k}}} \dots K_{i-1}^{(k)} = \frac{\Delta x_i + \Delta x_{i-1}}{\frac{\Delta x_i}{K_{i,k}} + \frac{\Delta x_{i-1}}{K_{i-1,k}}}$$

Тридиагональные системы уравнений для решения (32) методом альтернативных направлений включали также граничные условия на оси и боковой границе

области $X=0$ ($J=1$) и $X=XM$ ($J=JM$) по оси X и на поверхности $Z=0$ ($K=1$) и в основании области счёта $Z=ZM$ ($K=KM$) по оси Z . После решения уравнений (39) методом прогонки получалось распределение температур на следующих $(n+1)$ -ом и $(n+2)$ -ом шагах времени. Точность используемой разностной схемы проверялась сравнением с аналитическими решениями для распределения температур в остывающем однородном полупространстве (Карслоу, Егер, 1964) и для теплообмена контактирующих блоков однородной литосферы с различными начальными температурами в областях $X > 0$ и $X < 0$ (Теркот, Шуберт, 1985), а также сравнением решений, полученных для разных шагов Δt , Δx , Δz .

Одновременно с распределением температур рассчитывался рельеф поверхности литосферы, $H(x,t)$ (Sclater et al., 1981):

$$H(x,t) \approx \frac{\int_0^{ZM} [\rho(XM,z,t) - \rho(x,z,t)] \cdot dz}{\rho_c(\text{releif}) + \rho_c(\text{moho}) - \rho_m(\text{moho}) - \rho_w} \quad (34)$$

и аномалии гравитационного поля в свободном воздухе, $\Delta g_{ca}(x,t)$. Как и в процедуре моделирования бассейнов, учитывалось изменение плотности пород литосферы с температурой и давлением в соответствии с формулой (16), где, как и выше, параметр ρ_0 являлся функцией трех переменных: x , z , t , меняясь при смещении границ фазовых переходов в литосфере, и растяжении литосферы. При расчетах рельефа поверхности и гравитационных аномалий предполагалось состояние изостатического равновесия литосферы с уровнем изостазии на нижней границе области счёта ($ZM=100-200$ км). Расчет гравитационных аномалий Δg_{ca} для глубинных разрезов литосферы бассейнов проводился с помощью стандартного алгоритма вычисления гравитационного поля от четырехугольной пирамиды произвольного сечения и позволял находить аномалии гравитационного поля от произвольного распределения плотностей в слоисто-блоковых средах. К преимуществам нашего программного блока относились возможность вычисления аномалий Δg_{ca} с использованием той же конечно-разностной сетки, что применялась при решении (32), (33), возможность проводить расчеты для произвольного (симметричного или несимметричного относительно центральной оси) распределения плотностей, а также возможность вычислять вклад в Δg_{ca} от произвольного рельефа поверхности дна или суши при произвольно выбранном уровне наблюдения гравитки.

Рассмотренная схема решения применялась в главе 4 диссертации для анализа термической эволюции, рельефа поверхности и гравитационного поля литосферы осадочных бассейнов переходных зон Атлантики (Галушкин и др., 1991; 1992), пассивных окраин Антарктиды (моря Беллингаузена, моря Уэдделла, Австралийского сектора континентальной окраины Антарктиды; Галушкин, Дубинин, 1990; Дубинин, Галушкин, 1990; Галушкин и др., 1991, 1992), литосферы задугового спрединга и океанической литосферы в областях перескока осей спрединга (Паресе Вела в Филиппинском море, океанической литосферы хребта Математиков и Галапагосского поднятия в восточной части Тихого океана; Галушкин и Дубинин 1991, 1992; Галушкин и др. 1991; 1992; Муравьев и Галушкин, 1991; Смирнов, Галушкин и др., 1991; Smirnov, Sugrobov, Galushkin, et al., 1995).

При изучении осадочных бассейнов краевых морей, фоновый и поверхностный тепловые потоки являются важными характеристиками их геодинамического состояния. Учет факторов, способных влиять на величину этих потоков, является необходимым при сопоставлении результатов теоретического моделирования с данными, наблюдаемыми в природе. В зонах с резко расчлененным рельефом морского дна или/и сложными геометрическими

формами соотношений рыхлых осадков и акустического фундамента необходимо учитывать топографическую поправку совместно с поправкой на нерегулярность теплопроводности и генерации радиоактивного тепла в разнородных блоках океанической и континентальной коры. В немногих случаях простейших геометрических форм эту задачу можно решить аналитическими или полуаналитическими методами (Lachenbruch, 1968; Череменинский, 1977; Любимова и др., 1973 и др.). Однако, в реальных условиях формы рельефа и залегающих тел оказываются довольно сложными. Специально для анализа подобных случаев диссертантом был разработан компьютерный пакет для решения стационарного уравнения теплопроводности:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial T}{\partial z} \right) + A = 0 \quad (35)$$

в области с произвольной формой границ и с произвольным распределением теплопроводности K и генерации тепла радиоактивности A внутри нее, т.е. с произвольной зависимостью этих параметров от координат x, z . Как показано в диссертации, для верхнего слоя литосферы мощностью 3-10 км, которым и ограничивается влияние топографической поправки и структурного фактора, применение стационарного уравнения (35) оправдано, если отсутствуют динамические или какие-либо иные процессы, способные влиять на температурное распределение в породах с характерным временем $\tau \leq 3 - 5$ млн. лет. Уравнение (35) решалось при задании температуры и теплового потока на границе.

Решение уравнения (35) с произвольной резко меняющейся верхней границей области счета, отражающей реальный сильно расчлененный рельеф дна океана или поверхности суши, находилось методом конечных элементов (Зенкевич, 1975; Bathe and Wilson, 1976). Дискретизация области на конечные элементы достигалась с помощью вариационного метода с использованием функционала, математически эквивалентного дифференциальному уравнению. Таким функционалом для уравнения (35) будет

$$F = \iint \left\{ \frac{1}{2} \left[K \cdot \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)^2 + K \cdot \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)^2 \right] - A \cdot T \right\} \cdot dx \cdot dz + \int_{\Gamma} q \cdot T \cdot dl \quad (36)$$

Диссертантом использовалась квадратичная аппроксимация функции $T(x, z)$ в пределах треугольного элемента, в соответствии с которой в каждом треугольнике рассматривались шесть узлов: три в вершинах и три на серединах сторон треугольника. Условия минимума функционала $\partial F / \partial T_k = 0$ приводило к системе линейных алгебраических уравнений относительно искомых значений температур в узлах элементов, которая решалась прямым методом исключения (Гаусса). Последнее давало существенный выигрыш во времени счета по сравнению с традиционно употребляемыми итерационными методами. Использовалась одномерная компактная форма записи матрицы жесткости, заметно экономившая оперативную память компьютера (Bathe and Wilson, 1976). Тепловой поток в узлах конечно-элементной сетки определялся по значениям найденного поля температур методом Фишера (Fisher, 1976). Точность используемого метода решения проверялась сравнением с известными аналитическими решениями и сопоставлением решений с различными разбиениями на элементы.

Метод конечных элементов использовался в диссертации при анализе теплового режима верхних слоев литосферы Командорской котловины в южной части Берингова моря (Галушкин и др., 1986), нескольких профилей через литосферу Восточной Европы, профиля через Предкарпатскую депрессию с наличием соляных диапиров (Galushkin et al., 1991), а также в ряде суббассейнов в Филиппинском море (Муравьев и Галушкин, 1991; Смирнов, Галушкин и др., 1991; Smirnov, Sugrobov, Galushkin et al., 1995).

4.2 Термическая эволюция литосферы при континентальном рифтогенезе

Обсуждение термической эволюции литосферы при континентальном рифтогенезе в разделе 4.2 диссертации начинается с анализа распределения температур в окрестности трещины, пронизывающей однородную литосферу и заполненной расплавом, полученным решением нестационарного уравнения теплопроводности методом Фурье (Ушаков, Галушкин, 1977, 1978). Это решение, несмотря на приближение, связанное с учетом скрытой теплоты плавления, позволяет получить грубую оценку пространственных размеров тепловых аномалий. Расчеты показывают, что при заполнении узкой трещины поднимающимся горячим мантийным веществом литосфера по периферии трещины за первые миллионы лет прогревается на расстояния порядка 10 км. Подъем поверхности литосферы, обусловленный таким прогревом, при полной изостазии может составлять 2.5-3 км, из них 2-2.5 км - результат термического расширения пород и 0.4-0.7 км - следствие подъема фазовых границ в окрестности трещины в пределах литосферной мантии (Ушаков и Галушкин 1977, 1978). Решение предполагает, что с увеличением времени прогревания по трещине на ее бортах формируется некоторая конечная (стационарная) форма термического рельефа приразломных гор, с характерной шириной около 100 км.

Однако, он не согласуется с характерными линейными размерами областей пририфтового континентального поднятия большинства районов прошлого и современного рифтогенеза, которые составляют от нескольких сотен до тысячи км (Эфиопия, Аравийский полуостров). Такой рельеф не объясняется в модели прогревания по трещине и для этого привлекается модель сводового пририфтового поднятия астеносферы или модель "горячих пятен" Уилсона-Моргана. Прогревание литосферы по широкой области (600-800 км), включающей рифтовую трещину, ведет к формированию здесь обширного сводового поднятия, характеризующегося повышенным тепловым потоком на поверхности (65-85 мВт/м²) и сокращенной мощностью литосферы (50-55 км; Ушаков и Галушкин, 1978; Артюшков, 1993; Wilson, 1993; Никишин и др., 1996). Наличие сводового поднятия учитывалось в наших моделях эволюции термического режима континентальных рифтовых зон, описанных в главе 4 диссертации. Нами проводился численный анализ термической релаксации такого первоначального возмущения термического режима литосферы рифтовых зон для Западно-Сибирского континентального бассейна (Соколова, Галушкин и др. 1990), а также ряда бассейнов пассивных окраин (Пелотос, Сантос в Южно-Американском секторе атлантической окраины, трога Фильхнера, моря Узделла и Австралийского сектора в переходной зоне Антарктиды: Галушкин и Дубинин 1990, Галушкин и др. 1991, 1992). Анализ показал, что релаксация тепловой аномалии, сопровождающей континентальный рифтогенез, может вносить заметный вклад в формирование теплового режима литосферы еще в течении 30-50 млн. лет по завершении процесса рифтогенеза.

4.3 Моделирование эволюции теплового режима и условий созревания ОВ в бассейнах пассивных континентальных окраин

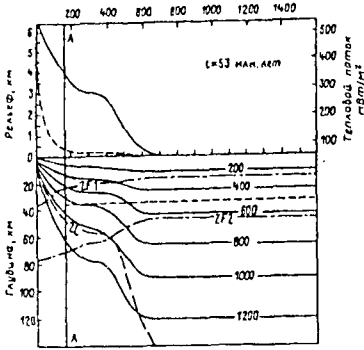
В первой части этого раздела обсуждается геодинамическая обстановка, соответствующая возникновению и развитию континентальных окраин и дается обзор основных процессов формирующих рельеф дна и тепловой режим окраин. Моделирование аномалий гравитационного поля $\Delta g_{\text{э}}$, проведенное нами на примере разрезов двух бассейнов Сантос и Пелотес на основе сейсмических данных, показывает, что глубинные разрезы литосферы континентальных окраин

могут различаться даже для общих по происхождению бассейнов и эти особенности в современном строении осадочного чехла и фундамента бассейнов могут иметь следствием различия в истории осадконакопления и созревания ОБ бассейнов.

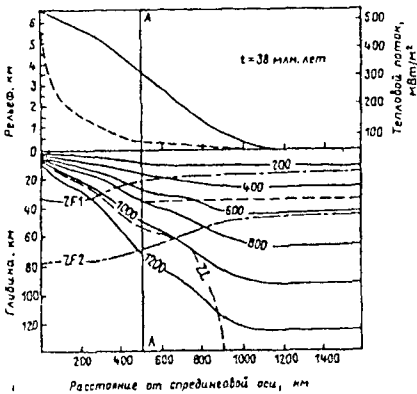
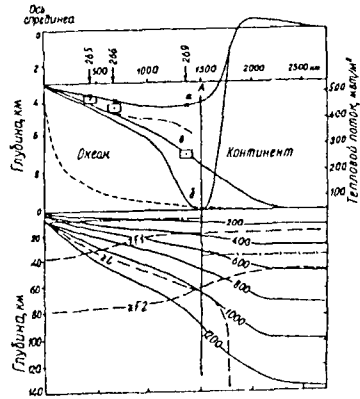
Термическая эволюция литосферы континентальных окраин анализировалась нами на примере формирования рифтогенной континентальной окраины атлантического типа и сопряженной океанической литосферы на участке от 115° до 138° в.д. австралийского сектора Антарктиды. Предрифтовое прогревание континентальной литосферы по широкой области, латеральный обмен тепла между блоками с различным глубинным строением и тепловой историей, резкие изменения скорости спрединга океанической литосферы во времени (Veevers, 1986) - таковы основные факторы, формировавшие тепловой режим литосферы этой окраины на разных этапах ее развития. Характерные черты эволюции термического режима литосферы этой континентальной окраины, рассчитанные в нашей модели, представлены на рис. 4. Как следует из расчетов, даже по прошествии 43 млн. лет после раскола континента в рельефе поверхности и глубинах изотерм континентальной литосферы еще заметны платообразные участки - следы остывания anomalно прогретой континентальной литосферы широкого околорифтового поднятия (рис.4а). Они исчезают при дальнейшем остывании литосферы и уже не заметны для времени 38 млн. лет назад (Галушкин и Дубинин, 1990; Галушкин и др., 1991; 1992). В процессе спрединга зона перехода от термического режима океанической литосферы к режиму континентальной становилась шире и в настоящее время имеет характерные размеры 700 - 1000 км (рис.4б). Прогревающее влияние океанической литосферы на континентальный край сказывается в возрастании теплового потока, термического рельефа поверхности и глубин изотерм с приближением к зоне контакта океан-континент со стороны континента. В свою очередь, охлаждающее влияние континентального блока литосферы на океанический выражается в резком погружении изотерм и подошвы океанической литосферы в сторону континента. Тепловой поток через поверхность океанической литосферы быстро падает от значений 500 мВт/м² в осевой зоне до 50-55 мВт/м² для участков эоценового возраста (пунктирная линия в верхней части рис.4б).

Мы использовали данные глубоководного бурения для скважин DSDP 265 (возраст фундамента 12 млн.лет, мощность осадочного чехла 440 м), 266 (возраст фундамента 22.5 млн. лет, мощность осадков 370 м) и 269 (возраст фундамента 65 млн. лет, мощность осадочного покрова 6900 м), а также данные сейсмического зондирования в районе скв. DSDP 269, чтобы сопоставить вычисленные нами амплитуды тектонического погружения поверхности литосферы с наблюдаемым положением поверхности фундамента в предположении локально-изостатического отклика литосферы на поверхностную нагрузку. Считалось, что наличие продольных разломов вблизи зоны контакта океанической и континентальной литосфер делает механически независимыми вертикальные подвижки континентального и океанического блоков литосферы и тогда "нетермическая" часть влияния континентального края литосферы на погружение океанического, сводилась лишь к поставке осадочного материала с континентального склона на поверхность океанической литосферы. Сравнение показало хорошее совпадение вычисленного в нашей модели и наблюдаемого (по сейсмическим данным) рельефов поверхности фундамента (Галушкин и Дубинин, 1990; Галушкин и др., 1991; 1992). Те же расчеты демонстрируют, что в рассматриваемом случае согласно аналитических и полуэмпирических (Сорохтин, 1973; Parson and Sclater, 1977) оценок погружения океанического фундамента наблюдается лишь до возраста литосферы 30-35 млн. лет. Далее контакт с относительно холодным

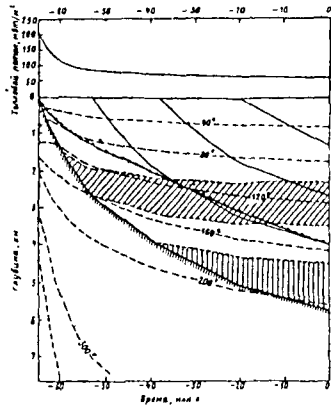
а)



б)



в)



г)

Рис 4. Термическое состояние литосферы Австрало-Антарктического хребта а) - 53, б) - 38, в) - 0 млн. лет назад, т.е. после 39, 53, и 92 млн. лет с начала спрединга. В верхних частях рисунков: пунктир-тепловой поток, сплошная линия-термический рельеф по поверхности литосферы. В нижних частях рисунков: сплошные линии-изотермы, ZF1 и ZF2 - границы фазовых переходов, коротко-пунктирные линии-граница МОХО в континентальной литосфере, ZL - оцениваемое положение подошвы литосферы. г) - Реконструкция температурно-временной истории развития осадочной толщи бассейна в районе скв 269. Вверху-тепловой поток, сплошные линии-подошвы осадочных слоев, пунктирные-изотермы; заштрихованы области с ТВИ=7-160 ("окно генерации нефти") и ТВИ > 1600 ("окно генерации сухого газа")

континентальным блоком вызывает расхождение этих оценок, которое для возраста литосферы 50-65 млн.лет составляет уже 1 - 1.5 км (см. точно-пунктирную линию и линию на верхней части рис.4б).

Реконструкция палеотемпературных условий созревания ОВ, проведенная для полного поперечного сейсмического профиля бассейна Пелотес и одного из разрезов бассейна Сантос Южно-Американской континентальной окраины, показало, что максимально достижимые степени катагенеза ОВ осадочных пород в них сильно варьируют в зависимости от положения разрезов относительно зоны контакта континентальной и океанической литосфер (Галушкин и Дубинин,1990; Галушкин и др., 1991; 1992).

4.4 Численный анализ термического режима литосферы и условий созревания ОВ в пассивных окраинах сложного генезиса

Совместный анализ аномалий гравитационного поля, рельефа дна и эволюции термического состояния литосферы переходной эписубдукционной окраины Тихоокеанского сектора Антарктиды в районе моря Беллинсгаузена (раздел 4.4 диссертации; Дубинин, Галушкин, 1990; Галушкин и др.,1991б 1992а) дает возможность оценить температурный режим и условия созревания ОВ в осадочной толще бассейнов со сложной историей развития, включавшей перескок оси спрединга, одновременное действие двух центров спрединга и отмирание старого центра по мере его приближения к континентальной окраине в процессе субдукции океанической литосферы. Термическое состояние литосферы, изменение термического рельефа ее поверхности и тепловой поток, получались решением уравнения теплопроводности (38) по методике, описанной в диссертации и в работах (Дубинин и Галушкин, 1990; Галушкин и др.,1991). Наши расчеты показали, что толщина литосферы в осевой зоне хребта Алук за 20 млн. лет остывания увеличилась с 6 до 42 км. Тепловой поток за то же время упал здесь со значений 500 до 100 мВт/м². Вычисленная глубина дна океана увеличивалась с удалением от оси древнего хребта Алук и достигала максимума (около 2 км относительно уровня гребня хребта Алук) на расстоянии 1300 км от оси. С последующим удалением от оси глубина дна уменьшалась, что было связано с тепловым влиянием молодой литосферы ВТП. Такая картина хорошо согласуется с характером изменения современных глубин дна моря Беллинсгаузена.

Сопоставление рассчитанных гравитационных аномалий $\Delta g_{\text{г}}$ с наблюдаемыми говорит об изостатическом выравнивании структур палеожелоба за время, прошедшее с момента прекращения пододвигания, что подтверждается и анализом тектонического рельефа поверхности фундамента, приведенным в диссертации и работах (Дубинин и Галушкин, 1990; Галушкин и др.,1991). Оценки степени катагенеза ОВ показали, что из-за малых мощностей осадочных толщ в рассмотренных разрезах бассейна ОВ осадков не смогло достигнуть стадии катагенеза, соответствовавшей началу генерации жидких УВ, за исключением, быть может, районов, прилегающих к палеожелобу, где мощности осадочной толщи могут превосходить 2 км.

4.5 Моделирование термического режима литосферы бассейнов краевых морей

Как уже отмечалось, измеренные значения теплового потока служат одним из основных источников информации о строении и истории формирования бассейнов задуговых морей наряду с сейсмическими, магнитными и гравитационными данными (Сугробов и др.,1983; Смирнов и др., 1991). Поэтому в первой части этого раздела диссертации рассматривается существенный для

геотермии краевых бассейнов вопрос об определении поправок к наблюдаемым значениям теплового потока с целью получения корректных фоновых значений потока, характеризующих тепловое и геодинамическое состояние коры и мантии литосферы бассейна. Среди этих поправок коррекция на скорость осадконакопления, рассмотренная в разделе 2.3.9 диссертации, и на контрасты рельефа и теплопроводности, обсуждавшаяся в разделе 4.1, являются самыми распространенными. Как отмечается в диссертации, осадконакопление может занижать среднюю величину теплового потока в задуговых бассейнах на 18% - 30% (Смирнов, Сугробов и Галушкин, 1982; Галушкин и др., 1986; Галушкин и Смирнов, 1987), и даже более чем на 60%, как в современном центре задугового спрединга впадины Манус в Новогвинейском море с интенсивным современным осадконакоплением (Сугробов и др., 1983).

Но более существенные искажения теплового потока, часто превышающие поправки на осадконакопление, могут возникать в зонах резко расчлененного рельефа и сложных геометрических форм соотношений рыхлых осадков и акустического фундамента, имеющих разную теплопроводность. Такие поправки к потоку определялись нами для литосферы южной части Командорской котловины с помощью решения стационарного уравнения теплопроводности (41) методом конечных элементов (42). Этим методом оценивались искажения теплового режима от неоднородностей рельефа до глубин, в 3 - 7 раз превышающих амплитуду рельефа, тогда как эволюция режима в более глубоких слоях определялась из решения нестационарного двумерного уравнения (38). Расчеты показали, что поправки за рефракцию теплового потока вдоль границ выступа поднятия фундамента южной части Командорской плиты достигают 30 - 40% и остаются заметными на расстояниях до 2 км от подножья уступов, а тепловой поток в осевой части крупной грабенообразной структуры, разделяющей Командорскую плиту и Алеутскую гряду, за счет рефракции оказывается в 1.5 раза выше, чем на бортах грабена, и у подножий склонов этого грабена возможно локальное завышение фонового теплового потока в 4 раза (Галушкин и др., 1986). В диссертации отмечается также, что в областях со сложным рельефом дна океана (на бортах грабена, склонах уступа и краевых частях поднятий фундамента) могут возникать значительные горизонтальные составляющие теплового потока (до 20 - 40% от полной величины потока).

В осевых зонах молодых центров спрединга с ограниченным осадконакоплением большой разброс в значениях теплового потока объясняется гидротермальной деятельностью (Ymano and Uyeda, 1988; Смирнов и др., 1991). В диссертации отмечается, что в целом распределение фонового теплового потока в задуговых бассейнах в зависимости от возраста коры после введения указанных поправок согласуется с распределением, наблюдаемым в срединно-океанических хребтах (см. раздел 4.5.1 диссертации; Ymano and Uyeda, 1988; Смирнов и др., 1991). Анализ геофизической информации предполагает, что задуговой спрединг, часто сопровождающийся перескоком осей растяжения, является основным механизмом формирования большинства окраинных бассейнов (Kagig, 1971; Uyeda, 1977; Смирнов и др., 1988).

Применение методики расчета, изложенной в начале этой главы диссертации, дало возможность проанализировать термическую эволюцию литосферы, рассчитать генеральный рельеф дна, тепловой поток и гравитационные аномалии в трех главных сегментах Командорской котловины, отличающихся временем и скоростями локального спрединга, включая и перескок оси спрединга около 4 млн. лет назад на участке между разломами Гамма и Альфа. Приведенная в диссертации численная реконструкция термической истории литосферы бассейна Командорской котловины в рамках двумерных моделей полистадийного спрединга позволила объяснить современное распределение

теплового потока, особенности батиметрии и термической структуры фундамента краевого бассейна со сложной историей формирования литосферы.

Еще один пример численного анализа термической эволюции литосферы краевых бассейнов, рассмотренный в диссертации, касался эволюции осадочных бассейнов Филиппинского моря. Один из этих бассейнов занимает Западно-Филиппинскую котловину, которая по всей вероятности сформировалась от 60 до 35 млн лет назад в процессе двухстадийного спрединга с центром спрединга, расположенным в Центрально-Филиппинском разломе, второй - бассейн котловины Паресе Вела образован в результате спрединга, начавшегося около 32 млн. лет назад на литосфере возраста около 30 млн. лет и продолжавшегося до 17 млн. лет назад, и, наконец, третий бассейн Марианского трога является современным активным задуговым бассейном (Hilde and Lee, 1984; Mrozowski and Hayes, 1979; Муравьев и др., 1988; Смирнов, Галушкин и др., 1991). Численная реконструкция термической истории литосферы бассейнов Филиппинского моря, рассмотренная в разделе 4.5.3 диссертации, неплохо объясняет современное распределение теплового потока, особенности батиметрии и термической структуры фундамента этих краевых бассейнов и в целом хорошо согласуются с концепцией Карига об эволюции Филиппинского моря в результате нескольких этапов задугового спрединга (Смирнов, Яmano, Уеда, Галушкин и др., 1991).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Восстановление истории погружения и эволюции температурных условий осадочной толщи и подстилающей литосферы бассейнов рифтогенного типа, составляющих значительную часть нефтегазоносных бассейнов мира, позволяет понять природу их формирования, оценить историю реализации нефтегазогенерационного потенциала материнских пород, сделать выводы о современных перспективах нефтегазоносности бассейнов. Решение этой задачи потребовало построения алгоритмического базиса и создания комплекса программ, позволяющих осуществлять численный анализ истории погружения и температурного режима литосферы рифтогенных осадочных бассейнов с учетом специфических черт эволюции бассейнов этого типа (уплотнения осадков при их отложении с переменной скоростью, эрозии осадочного слоя и фундамента, интрузивной и гидротермальной деятельности, растяжения, тепловой активизации и реактивизации фундамента, латерального теплообмена разновозрастных блоков океанической и континентальной литосфер, перескоков осей спрединга и т.д.). Расчеты аномалий силы тяжести и вариаций изостатического рельефа поверхности литосферы, вызванных термическими и плотностными неоднородностями литосферы, также составляли необходимую часть вычислительной системы. Как важный компонент такой системы рассматривалась и программа анализа искажений поверхностного теплового потока за счет процессов осадконакопления, а также рефракции на нерегулярностях рельефа и литологических неоднородностях осадочного покрова и фундамента, так как тепловой поток был одним из основных параметров, характеризующих современное состояние и эволюцию рифтогенных бассейнов.

В результате проделанной автором работы был создан алгоритмический базис и разработан ряд программных пакетов, позволяющих осуществлять численный анализ термической истории литосферы осадочных бассейнов и оценивать историю реализации их нефтегазогенерационного потенциала. Применение разработанного аппарата к реконструкции большого числа бассейнов позволило сделать следующие основные выводы:

1) Рифтогенные бассейны могут развиваться в самых разнообразных геодинамических обстановках, связанных с особенностями взаимодействия литосферных плит и конфигурацией их границ: в региональных областях

растяжения литосферы (Восточно-Африканская рифтовая система), зонах регионального сдвига (Байкальский рифт), внутри локальных центров растяжения возникающих в пределах трансформных границ плит (железобетонный Кайман), континентальных поясов сжатия (Рейнский грабен) и задуговых областей конвергентных границ океана (Жомандорская котловина).

2) Процесс утонения литосферы и эволюции ее термического режима на рифтовой стадии развития бассейна может быть численно воспроизведен с соблюдением пространственных и временных масштабов в рамках модели растяжения литосферной плиты с конечным пределом пластичности. Результаты этого моделирования, а также численный анализ вариаций амплитуд тектонического погружения фундамента, проведенный для ряда осадочных бассейнов, предполагает, что продолжительность тепловой активизации литосферы на рифтогенном этапе эволюции бассейна (и в периоды его реактивизации) заметно превосходит оцениваемую в модели мгновенного растяжения литосферы.

3) Восстановление тепловой и нефтегазогенерационной истории рифтогенных бассейнов требует совместного анализа теплопереноса в осадочной толще бассейна и подстилающей его литосфере. Такие процессы как уплотнение пористых пород, изменение их теплофизических свойств с глубиной и температурой, тепловая активизация литосферы, включающая прогревание теплом интрузий и гидротермальный теплоперенос на рифтовом этапе развития бассейна и в периоды его тепловой реактивизации, могут существенно влиять на эволюцию теплового режима осадочных пород и фундамента рифтогенных бассейнов.

4) Вычисление отражательной способности витринита, $R_v\%$, по кинетической модели созревания витринита и сравнение вычисленных значений с измеренными, анализ вариаций амплитуды тектонического погружения фундамента в истории бассейна и сопоставление измеренных и вычисленных глубинных распределений температур служат основными инструментами для построения и корректировки исходных параметров моделирования бассейна, наряду с имеющейся геолого-геофизической информацией о его строении и эволюции. При этом анализ вариаций амплитуды тектонического погружения поверхности фундамента может использоваться для уточнения последовательности тектоно-термических событий, имевших место в истории рассматриваемого осадочного бассейна.

5) Численное моделирование показывает, что перераспределение жидких и газообразных продуктов реакций созревания ОБ в процессе вторичного крекинга жидких УВ может играть заметную роль в истории реализации нефтегазогенерационного потенциала осадочных свит бассейнов при попадании осадков в область влияния высоких температур ($T > 150^\circ\text{C}$), что может иметь место на рифтовом этапе развития бассейнов или в периоды их тепловой реактивизации.

6) Учет геологического этапа погружения образца материнской породы в процедуре численного восстановления кинетического спектра реакций из данных открытого экспериментального пиролиза образцов материнских пород позволяет уточнить низкоэнергетичную часть эффективного спектра кинетических реакций, управляющих процессом созревания ОБ, и допускает восстановление спектра по данным пиролиза образцов с ненулевой исходной зрелостью ОБ ($R_o \leq 0.60-0.70\%$). Использование алгоритма с различными частотными факторами A_i при поиске эффективного спектра реакций существенно улучшает подбор кинетических параметров реакций по сравнению с традиционным методом, предполагающим одно значение частотного фактора для всех реакций.

7) При моделировании бассейнов высоких широт Северного и Южного полушарий анализ температурного режима осадочной толщи в условиях неоднократного формирования и деградации криолитозон является обязательной частью пакета программ по моделированию бассейнов, так как современный профиль температур используется как один из контролирующих факторов. Так, вариации климата в течении последних 3.4 млн. лет в Западно-Сибирском осадочном бассейне привели к понижению температур в верхних 1500 м осадочного разреза на 15-20°C и на 8-10°C в его нижних горизонтах.

8) Моделирование показывает, что соотношение скоростей отложения осадков и напряженности термического режима бассейна определяют интенсивность процессов раннего созревания ОБ в осадках на рифтовом этапе развития бассейна. Высокие скорости осадконакопления могут способствовать достижению значительного уровня катагенеза ОБ, включая вторичный крекинг жидких УВ на газовые компоненты и кокс, даже без участия таких процессов как гидротермальный теплообмен или прогревание тепло интрузий. В то же время последние процессы, характерные для данного этапа рифтогенеза, помогают объяснять резкое увеличение градиента уровня катагенеза ОБ, часто наблюдаемое в нижних горизонтах осадочной толщи рифтогенных бассейнов.

9) Моделирование процесса эрозии предъявляет жесткие требования к выбору пространственно-временных шагов в конечно-разностной схеме решения уравнения теплопроводности. Использование грубых шагов V_z и V_t может приводить к заметным искажениям в оценках теплового потока. Термическое воздействие осадочных толщ, удаленных эрозией, на степень катагенеза ОБ нижележащих осадков кроме амплитуды эрозии определяется в сильной степени до- и постэрозионной историей погружения бассейна. Продолжительная и медленная эрозия уплотняющихся осадков может приводить, вопреки устоявшемуся мнению, и к уменьшению градиента температур в осадочной толще бассейна.

10) Моделирование теплового воздействия интрузий показало, что их внедрение в осадочный чехол бассейнов может существенно повысить уровень катагенеза ОБ вмещающих пород на расстояниях от 0.5 до 1.0 ширины интрузии. При этом заметные отклонения значений отражательной способности витринита, $R_0\%$, измеренных в окрестности интрузивных тел, от вычисленных в рамках модели мгновенного внедрения интрузий, находят объяснение в модели с конечным временем формирования интрузивного тела (от минут до полугода), не предполагающей прямого контакта расплавленных и вмещающих пород.

11) Моделирование теплопереноса в литосфере бассейнов пассивных континентальных окраин показывает, что латеральный теплообмен между разновозрастными блоками литосферы и/или блоками литосфер разного типа (океанической и континентальной) играет существенную роль в формировании термического режима и рельефа поверхности фундамента бассейнов континентальных окраин и задугового спрединга. Он приводит к заметному увеличению амплитуды тектонического погружения океанического фундамента в окрестности контакта континентальной и океанической литосфер и способствует формированию здесь глубоких осадочных разрезов с высокой степенью катагенеза ОБ погруженных осадков. В целом, термические условия созревания ОБ в бассейнах пассивных окраин сильно варьируют от местоположения разреза в пределах окраины.

12) Численное моделирование бассейнов красных морей, океана и некоторых пассивных окраин сложного генезиса позволило установить существенную роль процессов перескока осей спрединга (в отдельных случаях и одновременного действия двух центров спрединга), а также тепловой релаксации

отмерших центров спрединга в формировании термического режима литосферы этих бассейнов. Расчеты показали, что при перескоках локальных осей спрединга в задуговых бассейнах процессы латерального теплообмена во многом определяют ширину области перехода между старым и молодым блоками литосферы, а также скорость релаксации рельефа палеоспрединговых хребтов.

Полученные результаты использовались при составлении рекомендаций практического, методического и теоретического характера в отчетах МГУ и ВНИИГеосистем, переданных для реализации в ПГО "Севморгеология", в НПО "Союзморгео" и геологическим организациям "Архангельскгеология", "Урснгойгеология" и др.

Основные положения диссертации опубликованы в следующих работах:

Монографии:

1. Кинематика плит и океаническая литосфера. Физика Земли т.3. Литосфера Земли (по геофизическим данным). ч.1. М., ВИНТИ. 1978. 272 с (соавтор С.А. Ушаков)
2. Гравитационное поле и рельеф дна Мирового океана. Л., Недра, 1979. 296 с (соавторы С.А. Ушаков, Е.П. Дубинин, Г.И. Гапоненко, О.П. Иванов, С.С. Иванов, К.М. Каверзнев, В.Н. Шимараев)
3. Конвергентные границы плит. Физика Земли т.4. Литосфера Земли (по геофизическим данным). ч.2. М., ВИНТИ. 1979. 224 с (соавтор С.А. Ушаков)
4. Геофизический анализ палеотектоники литосферы Земли. Физика Земли т. 7. Литосфера Земли. ч.3. М., ВИНТИ, 1983. 228 с (соавтор С.А. Ушаков)
5. Строение и развитие литосферы переходных зон Южного океана. Физика Земли" т.11, М., ВИНТИ, 1991,187 с (соавторы Е.П. Дубинин, Ю.И. Прозоров, С.А. Ушаков)
6. Геотраверс Северо-Китайская равнина-Филиппинский желоб М., Наука.1991, 150 с (соавторы Я.Б. Смирнов, М. Яmano, С. Уеда, А.В. Муравьев)

Статьи:

7. Природа складчатости на дне Черного моря в зоне перехода к Крыму и Кавказу // ДАН СССР, 1977, т.233, N 5. (соавторы С.А. Ушаков, О.П. Иванов)
8. Геодинамический анализ эволюции литосферы на раздвигающихся границах в связи с развитием Байкальской рифтовой зоны. // В сб "Континентальный рифтогенез", Новосибирск, Наука. 1977, (соавтор С.А. Ушаков)
9. Глобальная картина мгновенной кинематики литосферных плит. // Вест.Москов ун- та. Сер.геолог. 1978. N 4, с.20-33. (соавтор С.А. Ушаков)
10. Модель мгновенной кинематики литосферных плит Земли. // В сб."Геодинамика дна океана", N.2, Москва, Наука. 1979 (соавтор С.А. Ушаков)
11. Мгновенная кинематика относительных перемещений литосферных плит. // В сб. "Строение литосферных плит", М., Ин-т Океанологии. 1979 (соавтор С.А. Ушаков)
12. Геометрия перемещений литосферных плит на сфере. // В сб. "Геофизика океана", т.2. Геодинамика, М., Наука, 1979 (соавтор С.А. Ушаков)
13. Нарушение изостазии и геодинамика Карибского региона. // В сб."Геодинамика Карибского региона", М., Наука. 1980. с. 63-77 (соавтор С.А. Ушаков, Е.П. Дубинин, А.И. Авдеев)
14. Тепловой поток в зоне сочленения Алеутско-Камчатской островодужной системы. //Вулканология и сейсмология, 1982. N 6, с.96-115. (соавтор Я.Б. Смирнов, В.М. Сугровов)

15. Теплопередача при обтекании скважины фильтрационным потоком. // Вестник Моск.ун-та, Сер.геол. 1983. №6, с.94-96. (соавтор А.А. Куваев)
16. Черное море. // В сб. "Методические и экспериментальные основы геотермии" М., Наука. 1983 (соавтор Я.Б. Смирнов)
17. Характеристика термической истории Восточно-Эльбской части Северо-Западноевропейского бассейна и Днепровско-Донецкой впадины: механизм развития и оценка положения зон нефтегазоносности. // В сб. "Тектоника плит и палеозойские ископаемые", М., 1985, с.132-147. (соавторы Я.Б. Смирнов, А.Бертольд, Г. Ольсзак)
18. Исследование структуры геотермического поля литосферы южной части Командорской котловины // Вулканология и сейсмология, 1986, № 5, с.3-16 (соавторы А.В. Муравьев, Я.Б. Смирнов, В.М. Сутробов)
19. Методы изучения термической структуры литосферы в связи с анализом глубинного строения и оценкой перспектив нефтегазоносности (на примере эталонного сейсмологического разреза: Полярный Урал - Черное море) // В сб. "Геотермическая карта Северной Евразии и методы анализа термической структуры литосферы", 1986. М., с. 94-157 (соавтор Я. Б. Смирнов)
20. Термическая история осадочных бассейнов; экспресс-методы оценки теплового потока // Геология и Геофизика, 1987. № 11, с.105-112 (соавтор Я. Б. Смирнов)
21. Температура и положение зон генерации углеводородов в процессе развития осадочных бассейнов // "Геология, методы поисков и разведки месторождений нефти и газа" 1988. М., вып.12, с.6-11.
22. Результаты физического и математического моделирования континентального рифтогеоза // В сб. "Математические методы прогнозирования нефтегазоносности недр" 1988, М. ч.2, с.24. (соавторы А.И. Шеменда, С.А. Ушаков)
23. Температурные условия и положение зон генерации углеводородов в процессе развития осадочных бассейнов: описание метода и программы расчета // Жизнь Земли. 1990. М. Изд. МГУ. с.102-108
24. Геотермическая модель литосферы вдоль профиля ГСЗ "Березово-Усть-Мая" в пределах Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика, 1990. № 9, с. 84-92 (соавторы Л.С. Соколова, А.Д. Дучков, Л.В. Смирнов)
25. Эволюция температурного поля осадочного чехла северной части Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика, 1990. № 10, с. 51-60 (соавторы А.Д. Дучков, Л.В.Смирнов, Л.С. Соколова)
26. История развития и термическая эволюция литосферы моря Беллингаузена // Геофизический журнал, 1990, т. 12, № 14, с.64-70 (соавтор Е.П. Дубинин)
27. Термическая эволюция литосферы и осадочной толщи бассейнов окраины Антарктиды (Австрийский сектор) // Океанология, 1990, т.30, № 1, с. 86-92 (соавтор Е.П. Дубинин)
28. Эволюция рельефа дна и термического режима литосферы при перескоке от спрединга // Тихоокеанская геология, 1991. № 6, с. 123-138 (соавтор Е.П. Дубинин)
29. Модель термической эволюции литосферы котловины Паресе Вела (Филиппинское море) // В сб. "Теоретические и экспериментальные исследования геотермического режима акваторий", 1991. М., Наука, с.157-167 (соавтор А.В. Муравьев)
30. Термический режим литосферы при перескоке оси спрединга хребта Математиков // Известия РАН, "Физика Земли", 1992, №9, 1992, с.59-69 (соавтор Е.П. Дубинин)
31. Эволюция литосферы переходных окраин Антарктиды // Бюл.Москв.о-ва испыт. природы, отдел геол., 1992, т. 67, вып.3, с.3-15 (соавторы Е.П. Дубинин, С.А.Ушаков)

32. Вариации глубин зон нефтегазогенерации в пределах бассейнов континентальных окраин: пример бассейна Пелотес // Жизнь Земли. 1992. М. Изд. МГУ, с.76-85 (соавторы Е.П. Дубинин, С.А. Ушаков)
33. Модель образования и развития магматической камеры рифтовых зон срединно-океанических хребтов // ДАН РАН, 1993, т.332, N 4, с.496-499 (соавтор Е.П. Дубинин)
34. Принципы численного анализа термической эволюции литосферы и осадочных бассейнов пассивных континентальных окраин различных геодинамических типов // Геология, 1993, ч.1, изд. МГУ, с. 252-262 (соавторы Е.П. Дубинин, С.А. Ушаков)
35. Термическая структура осевой зоны срединно-океанического хребта. Статья 1. Формирование и эволюция осевой магматической камеры // Изв. АН РАН. сер. Физика Земли, 1994, N 5, с.11-19 (соавторы Е.П. Дубинин, А.И. Шеменда)
36. Термическая структура осевой зоны срединно-океанического хребта. Статья 2. Влияние линзы расплава на форму и эволюцию магматической камеры // Изв. АН РАН. сер. Физика Земли, 1994, N 5, с.19-26 (соавторы Е.П. Дубинин, А.И. Шеменда)
37. Магматическая камера рифтовых зон срединно-океанических хребтов: термическая модель формирования и эволюции // Вулканология и сейсмология, 1994, N 4-5, с.90-98 (соавтор Е.П. Дубинин)
38. Численное моделирование термической эволюции осадочных бассейнов и история генерации углеводородов // В сб. "Нефтегазовые ресурсы", 1994, М. вып.1, с.45-51 (соавторы Е.П. Дубинин, С.А. Ушаков)
39. Днепровско-Донецкий палеорифт: эволюция теплового режима и нефтегазоносность // Геофизический журнал, 1995, т.17, N 3, с.13-23 (соавтор Р.И. Кутас)
40. Термический режим нефтематеринских свит Штокмановского месторождения и генерация углеводородов керогеном континентального и морского типов // В сб. "Нефтегазовые ресурсы", 1995, М., вып.2, с. 41-46 (соавторы Н.В. Лопатин, С.А. Ушаков, Г.Е. Яковлев)
41. Численное моделирование эволюции катагенеза отложений юры и триаса. // В сб. "Тюменская сверхглубокая скважина" В.Б. Мазур (ред.), 1996, Пермь, с. 279-286 (соавторы Н.В. Лопатин, Т.П. Емец)
42. Криолитозона в плейстоцен-голоценовой истории Уренгойского района Западной Сибири // ДАН РАН, 1997, т. 356, п. 3, с. 393-397 (соавтор Н.В. Лопатин)
43. Геохимические предпосылки поисков нефти и газа в глубокозалегающих юрских и триасовых отложениях Западной Сибири // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений, 1997, N 4, 2-15. (соавторы Н.В. Лопатин, Т.П. Емец, О.И. Симоненкова)
44. Об источнике нефтей, обнаруженных в коре выветривания и кровле палеозойского фундамента на площадях среднего Приобья // Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений, 1997, N 7, 6-22. (соавторы Н.В. Лопатин, Т.П. Емец, О.И. Симоненкова)
45. Оценка влияния процессов формирования гигантских скоплений газа на термический режим осадочных бассейнов на примере Уренгойского месторождения Западной Сибири. Геохимия, 1998 (в печати; соавторы: Симоненкова О.И., Лопатин Н.В.)
46. Термический ореол интрузии и возможный механизм ее вмещения в осадочный разрез поднятия Кэйп-Верде. Геохимия, 1998 (в печати)
47. Mathematische Modelierungen der Senkenbildung am Beispiel der N-P Senke // Zeitschrift für angewandte Geologie, 1986. Bd.32, Hf.10, s.262-267, (coauthor A. Berthold)

48. Geothermische Modellierungen am Beispiel der Pripjat-Senke // Zeitschrift für angewandte Geologie, 1986, Bd.32, Hf.11, s.283-286, (coauthors A. Berthold, A. Müller)
49. Modellierungen zum Temperaturfeld während des Sedimentationsprozesses // In "Methoden und Ergebnisse geothermischer Untersuchungen", Leipzig, 1988, s.113-122 (coauthor A. Berthold)
50. Heat flow an analysis of the thermal structure of the lithosphere in the European part of the USSR // In : "Exploration of the Deep Continental Crust. Terrestrial Heat Flow and the Lithosphere Structure" 1991, Springer Verlag, p.206-238 (coauthors R.I. Kutas, Ya.B. Smirnov)
51. Terrestrial Heat Flow in the Transition Zone from Asia to the NW Pacific Ocean. In Gupta M.L. and Yamano M. (eds.), "Terrestrial heat flow and geothermal energy in Asia", Rotterdam, 1995, pp. 237-250 (coauthors Smirnov Ya.B., V.M. Sugrobov, A.G. Rodnikov, A.V. Muraliev, N.I. Seliverstov, V.V. Soinov and F.A. Yanovsky).
52. Evolution of sedimentary basins and petroleum formation // In "Geodynamic evolution of sedimentary basins", 1996, ed. TECHNIP, 435-453 (coauthors N.V. Lopatin, M. Makhous)
53. Burial history and kinetic modelling for hydrocarbon generation. Part I: The GALO Model // AAPG Bull. 1997, v.81, n.10, p. 1660-1678 (coauthors M. Makhous, N.V. Lopatin)
54. Burial history and kinetic modelling for hydrocarbon generation. Part II: Application of the Model to Saharan Basins // AAPG Bull. 1997, v.81, n.10, p. 1679-1699 (coauthors M. Makhous, N.V. Lopatin)
55. Numerical simulation of permafrost evolution as a part of basin modeling: permafrost in Pliocene-Holocene climate history of Urengoy field in West Siberian basin. Canad. J. Earth Science, 1997, v.34, n.7, 935-948
56. The thermal effect of igneous intrusive bodies on maturity of organic matter - A possible mechanism of intrusion formation // Organic Geochemistry, 1997, v. 27, n. 11-12, p. 645-658.

Гал

Типография ордена "Знак Почта" издательства МГУ
119899, Москва, Ленинские горы

Заказ № 1206 Тираж 100 экз.