

тических источников в кайнозойском рифтогенезе Восточной Сибири. П. Молнар выразил свое отношение к этой проблеме следующими словами: «...мы согласны с Логачевым и Зориным [1987], что только одна коллизия Индии с Евразией не могла быть ответственной за рифтогенез в Байкальском регионе или за тектонику в Западной Монголии. Вторжение горячего материала в нормально холодную литосферу должно было также сыграть ключевую роль в позднекайнозойской тектонике этой области» [Baljinnuam et al., 1993, p. 57]. Примерно такая же точка зрения высказана Н.А. Логачевым [Logachev, 1993]. Таким образом, два конкурировавших взгляда на механизм кайнозойского внутриконтинентального рифтогенеза сошлись на признании взаимодействия местных и удаленных силовых источников. Эту точку зрения подтверждают и развивают результаты выполненного нами физического моделирования.

4.2. РОЛЬ ТЕМПЕРАТУРНОГО ФАКТОРА В ЭВОЛЮЦИИ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ (МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕТОДОМ КОНЕЧНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ)

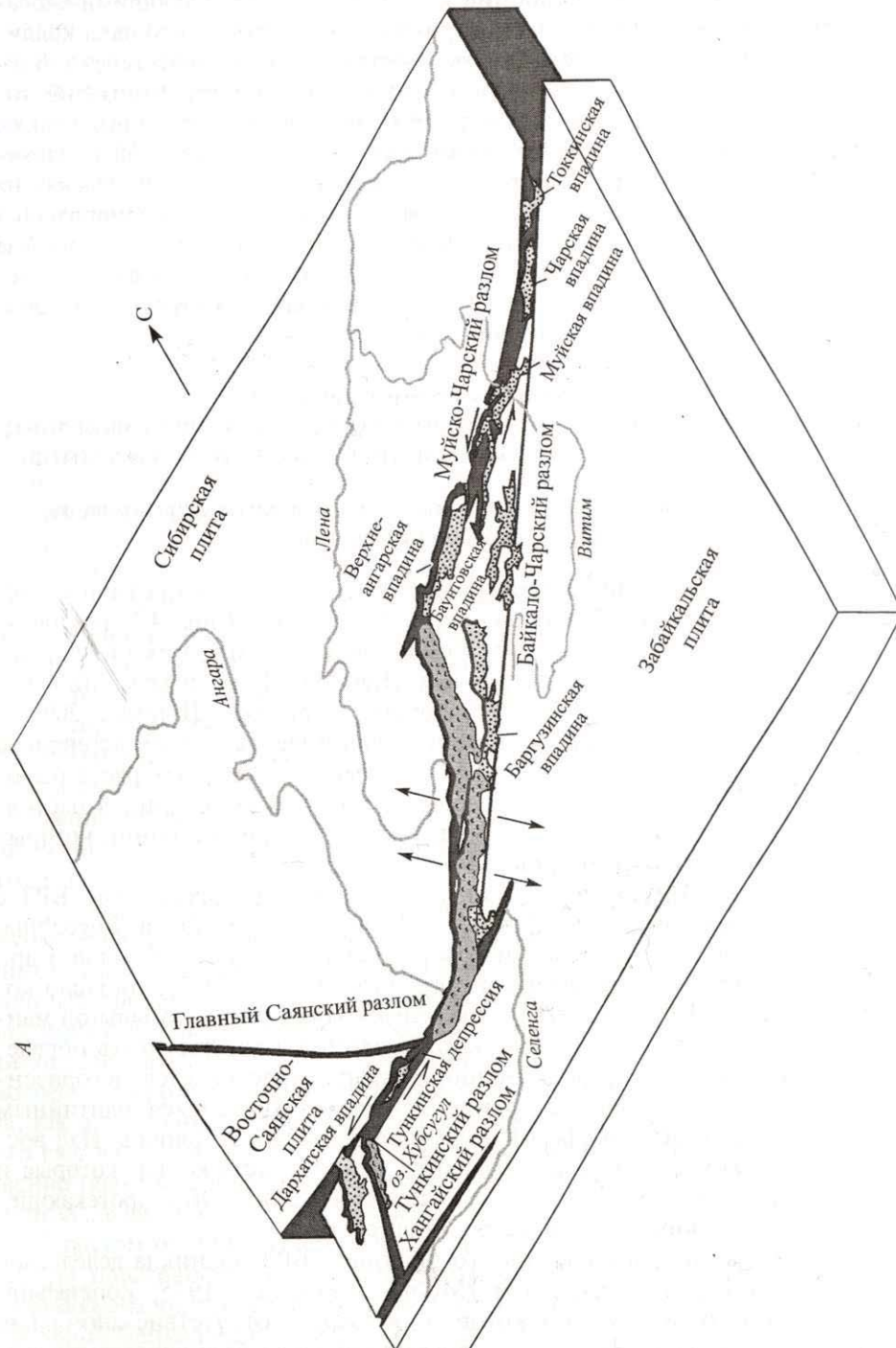
4.2.1. Современные взгляды на источники и механизмы формирования Байкальской рифтовой зоны

Как уже было сказано в предыдущем разделе особым предметом дискуссий о происхождении Байкальской рифтовой зоны (рис. 4.3) на протяжении многих лет являются вопросы об источнике и типе механизма рифтообразования (активный или пассивный) [Крылов, Мандельбаум, Мишенькин, 1981; Molnar, Tarponnier, 1975; Логачев, Борняков, Шерман, 2000; и др.]. В активной модели за первопричину принимается подъем астенолита и, как следствие, утонение коры, возникновение локальных растягивающих усилий и раскол коры с образованием рифтовых впадин, в пассивной — реализация растягивающих напряжений в коре, источник которых лежит далеко от места формирования рифтовых структур.

Сторонники активного рифтинга связывают происхождение БРЗ с подъемом разогретой мантии [Logachev, Florensov, 1978; Zorin, Rogozhina, 1978 и др.]. В пользу этой модели говорят результаты ГСЗ [Крылов и др., 1971] и интерпретации гравитационного поля [Зорин, 1977], согласно которым под корой БРЗ находится линза низкоскоростной аномальной мантии, имеющая пониженную плотность. Считается, что, достигнув определенной границы в литосфере, мантийный диапир «растекается» в горизонтальном направлении. Вязкое трение между растекающимся мантийным веществом и упругой литосферой вызывает движение ее блоков. Над восходящим потоком в литосфере создаются условия растяжения, которые и приводят к растяжению и утонению литосферы и синхронно протекающему комплексу геолого-геофизических процессов.

Согласно концепции пассивного рифтинга, БРЗ возникла вследствие столкновения Индии с Евразией [Molnar, Tarponnier, 1975; Zonenshain, Savostin, 1980]. В пользу этой концепции говорят отсутствие аномально высокого уровня регионального теплового потока и слабые проявления вулканизма в БРЗ [Lysak, 1992; Kiselev, Popov, 1992]. Однако ряд исследовате-

Scan&OCR Иркутская ОГУНБ им. П.П. Молчанова-Сибирского. 2016



лей считает, что Индо-Евразийская коллизия не могла привести к образованию БРЗ, так как к моменту столкновения (конец олигоцена — начало миоцена) здесь уже существовала обширная впадина [Логачев, Флоренсов, 1977; Геология и сейсмичность..., 1984; Логачев, 2001].

Как показано в предыдущем разделе, возможно и то, что БРЗ является следствием сбалансированного действия пассивного и активного механизмов растяжения литосферы. При этом в качестве стартового не исключается пассивный механизм растяжения, который обусловил первичное незначительное утонение литосферы и явился инициальным для последующей активизации процессов в астеносфере.

Высказывается также и предположение о том, что наряду с предложенными механизмами активного и пассивного рифтинга в формировании рифтовых структур существенную роль могут играть мантийные флюиды, катализирующие фазовые переходы в коре и контролирующие реологические свойства литосферной мантии [Artushkov, Letnikov, Ruzhich, 1990]. При этом появление аномальной области и флюидов связывают с восхождением плюмов к подошве литосферы. Растекаясь вдоль подошвы литосферы по латерали и оказывая на нее мощное тепловое воздействие, мантийные плюмы, в зависимости от условий взаимодействия с литосферой, приводят к рифтообразованию [Лобковский, Котелкин, 2000].

Существование мантийного плюма под БРЗ подтверждают данные локальной и телесеismicческой томографии [Кулаков, 1999]. При этом пониженные скорости на границе Мохо, полученные по данным ГСЗ, объясняются проникновением расплавленного вещества или флюидов, выделяемых из плюма в литосферу, и их распределением в виде тонких линз под корой в центральной части БРЗ. Горячее вещество плюма могло оказать существенное влияние на литосферу, ослабив ее прочность. Это, в свою очередь, могло способствовать реализации растягивающих напряжений, вызванных, например, коллизией Индостана, и возникновению ярко выраженного процесса рифтогенеза, который мы можем наблюдать сегодня в Прибайкалье. Отсутствие базальтового вулканизма в БРЗ и наличие магматического очага базальтов Витима объясняется тем, что плюмы под континентами, прежде чем сформировать очаги базальтового магматизма, могут быть перенесены астеносферными потоками конвекции вдоль подошвы литосферы на сотни километров [Тычков, Кулаков, Бушенкова, 2000].

Выбор механизма образования БРЗ в значительной мере определяется ее глубинной структурой, относительно которой также не существует однозначной точки зрения. Происхождение скоростной неоднородности на границе Мохо одни исследователи связывают с мантийным диапиром [Крылов, Мандельбаум, Мишенькин, 1981; Грачев, 1977, 1996; Пузырев, 1997] и трактуют образование аномальной мантии как его внедрение в континентальную литосферу (рис. 4.4, А, Б). По мнению других [Зорин, 1971; Gao et al., 1994], слой пониженных скоростей структурно интерпретируется асимметричным астеносферным выступом, корни которого уходят на большие глубины (рис. 4.4, В, Г). Главное различие заключается в том, что в модели «Мантийный диапир» аномальная мантия, обнаруженная непосредственно под разделом Мохо, имеет характер пластовой апофизы, отделенной от ос-

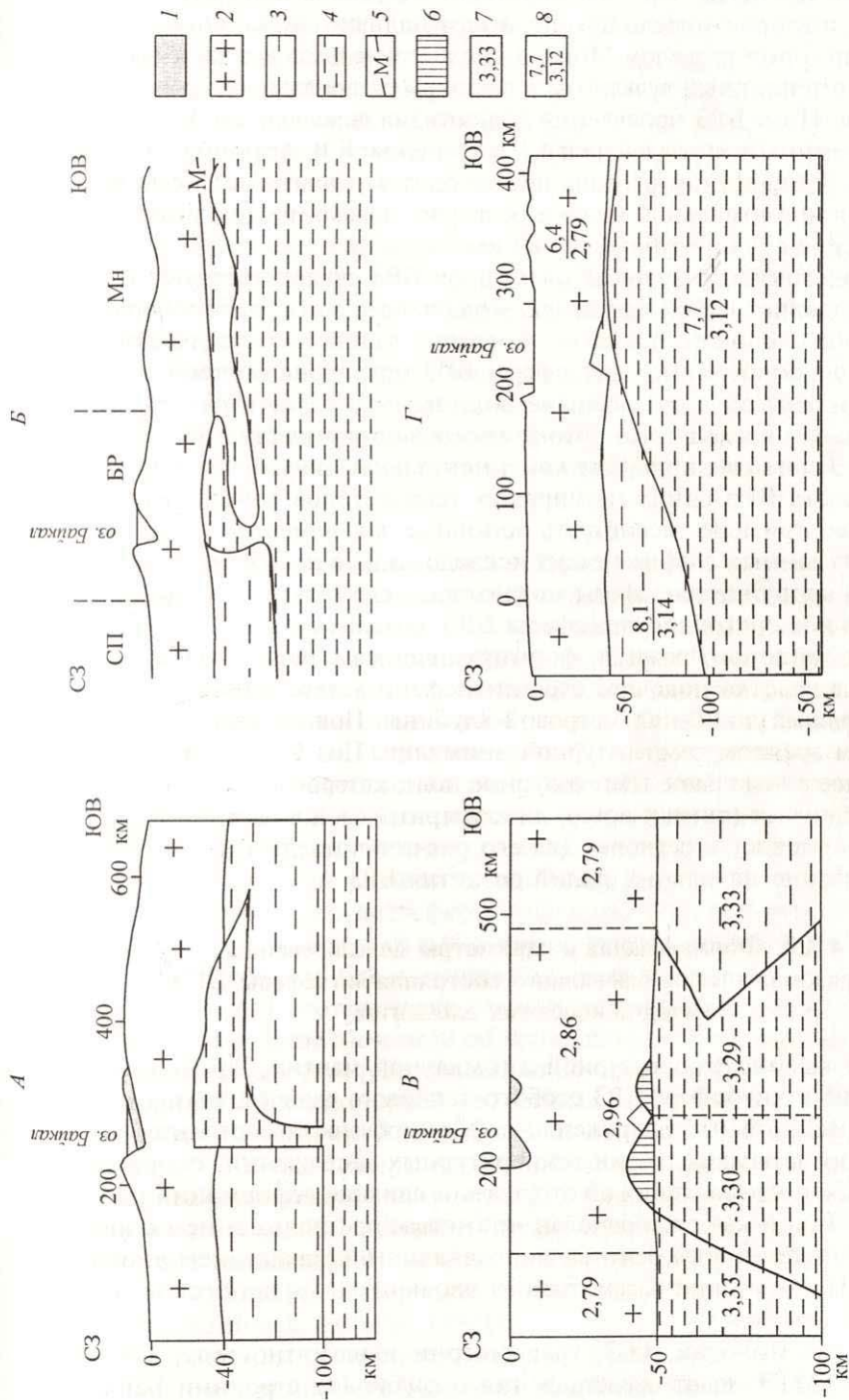


Рис. 4.4. Модели Байкальской рифтовой зоны.

А, Б — модель «Мантйный диарир» (А — по: [Крылов, Мандельбаум, Мишенькин, 1981; Пузырев, 1997], Б — по: [Грачев, 1996]); В, Г — модель «Астеносферный выступ» (В — по: [Зорин, 1971], Г — по: [Gao et al., 1994]).

1 — осадочные породы; 2 — земная кора; 3 — нормальная мантия; 4 — аномальная мантия; 5 — поверхность Мохо; 6 — внедрение основных и ультраосновных интрузий; 7 — плотность; 8 — скорость Р-волн (числитель) и плотность (знаменатель). СП — Сибирская платформа, БР — Байкальский рифт, Мн — Монголия.

новой астеносферы, а в модели «Астеносферный выступ» она представлена как мощное сплошное тело, сливающееся с глубокой мантией. Вместе с тем и первая, и вторая модели предполагают наличие аномальной области непосредственно под разделом Мохо, в связи с чем здесь должны были бы наблюдаться интенсивный вулканизм и высокий региональный уровень теплового потока. Но в БРЗ проявления вулканизма довольно слабые, тепловой поток умеренный, и следовательно, по мнению Е.В. Артюшкова [1993], растяжение в Байкальском регионе происходит в условиях подъема высокотемпературной аномальной мантии, которая, однако, не достигает подошвы коры, оставаясь на глубине 70–80 км.

Характеристики структурных элементов БРЗ свидетельствуют о том, что она представляет собой идеальную модель сочетания грабенообразных впадин на фоне сводового поднятия. Согласно данным геофизических исследований, для современной литосферы БРЗ характерно общее уменьшение мощности земной коры, наличие волноводных слоев в разрезе литосферы и мощного восходящего потока аномального вещества во всем разрезе мантии. Эти черты, присущие континентальным рифтовым зонам, позволяют признать БРЗ одним из мировых тектонотипов континентальных рифтов и на ее примере рассмотреть основные закономерности их развития. Исходя из данных геофизических исследований о положении аномальной мантии и кровли астеносферы можно предположить, что напряженно-деформированное состояние литосферы БРЗ находится в существенной зависимости от теплового режима, формирующегося в результате аномального разогрева участка подошвы слоя литосферы вследствие восхождения мантийного плюма до 70-километровой глубины. Подъем сопровождается опережающим ареалом температурной аномалии. Под БРЗ создается квазистационарное аномальное температурное поле, которое в сочетании с гравитацией возбуждает (активизирует) литосферный слой и дает старт деформационному процессу в регионе. Для его расчета проведено математическое моделирование начальных стадий развития БРЗ.

4.2.2. Формализация и параметры моделирования напряженно-деформированного состояния литосферы БРЗ методом конечных элементов

Наличие высокотемпературной аномальной мантии, приводящей к формированию в литосфере БРЗ особого теплового режима, вызывает необходимость исследования напряженно-деформированного состояния (НДС) и его эволюции в рамках теории температурных напряжений, основанной на упрощенном представлении об отсутствии влияния деформации на поле температуры. Такой выбор обоснован принятым предположением о квазистационарности теплового режима, определяемого воздействием аномальной мантии. Поэтому при рассмотрении эволюционных процессов тепловой режим не менялся.

Данные сейсмологии, ГСЗ, гравиметрии и магнитно-телурического зондирования (МТЗ) дают представления о глубинном строении Байкальской рифтовой зоны, а геотермические исследования — об особенностях ее температурного режима. Так как граница Мохо отвечает резкому измене-

Scan&OCR Иркутская ОГУНБ им. П.П. Молчанова-Сибирского. 2016

нию свойств вещества, в том числе и теплофизических, то в первом приближении изучаемая часть литосферы рассматривалась как двухслойная среда, состоящая из земной коры и слоя литосферной мантии.

Для моделирования был выбран региональный профиль, пересекающий Сибирскую платформу, центральную часть БРЗ через оз. Байкал и частично Забайкальскую складчатую область (см. рис. 4.3, *Б*). Обобщенный вертикальный разрез профиля представлен на рис. 4.3, *В*, где подчеркнуты некоторые особенности его строения и геофизических характеристик на современном этапе.

Выбор для моделирования центральной части БРЗ обусловлен тем, что здесь наиболее ярко выражены рифтовые структуры, повышенная сейсмичность, о чем свидетельствует приуроченность к ней большинства эпицентров землетрясений. Кроме того, по мнению Н.А. Логачева [2001], центральная часть является наиболее древней, ядром БРЗ, от которого происходило разрастание рифтовой зоны в дистальных направлениях. Для нее характерно раздвиговое поле напряжений [Шерман, Днепровский, 1989] с субгоризонтальным положением осей растяжения, ориентированных в северо-западном направлении, вкrest простирающихся основных рифтовых структур.

Моделирование выполнялось в первом приближении в рамках «плоской деформации» для слоя литосферы (вертикальный разрез 600×70 км), где верхний горизонтальный слой соответствует земной коре с начальной мощностью $H_0 = 40$ км, а нижний — литосферной части мантии с мощностью $M_0 = 30$ км (рис. 4.5, *А*). Глубина вертикального разреза обусловлена интерпретацией данных сейсмических зондирований [Павленкин, Буценко, Поселов, 1999], согласно которым 70-километровая часть литосферы Земли является гравитационно нестабильной, что свидетельствует о ее относительно высокой по сравнению с другими слоями тектонической активности и максимальной ответственности за происходящие в ней процессы. По этой причине расчеты ограничены указанной глубиной, несмотря на большую мощность литосферы расположенной рядом Сибирской платформы. Начало координат выбрано на северо-западной границе слоя на земной поверхности. Ось x направлена на юго-восток, ось y — вертикальна, нуль отсчета соответствует земной поверхности. Левая (*СЗ*) часть на графическом разрезе расчетной области соответствует юго-восточной части Сибирской платформы (расстояние от оси ординат 250 км), центральная — территории БРЗ с акваторией оз. Байкал (250—350 км), правая (*ЮВ*) — Забайкальской складчатой области (350—600 км). Осевой линии оз. Байкал отвечает $x = 300$ км. Размеры расчетной области позволяют исключить влияние граничных условий на результаты моделирования эволюции напряженного состояния БРЗ. В табл. 4.1 представлены величины, принятые для параметров вертикального разреза литосферы БРЗ (по: [Физические свойства..., 1984; Теркот, Шуберт, 1985; McMullen, Mohraz, 1989; Продайвода и др., 2000; Verdonck, Furlong, 1992]).

Для решения поставленных задач прежде всего необходимо определить тепловой режим, создаваемый подъемом высокотемпературной аномальной мантии. Исходя из современных геолого-геофизических данных можно предположить, что до начала этого процесса не было резких разли-

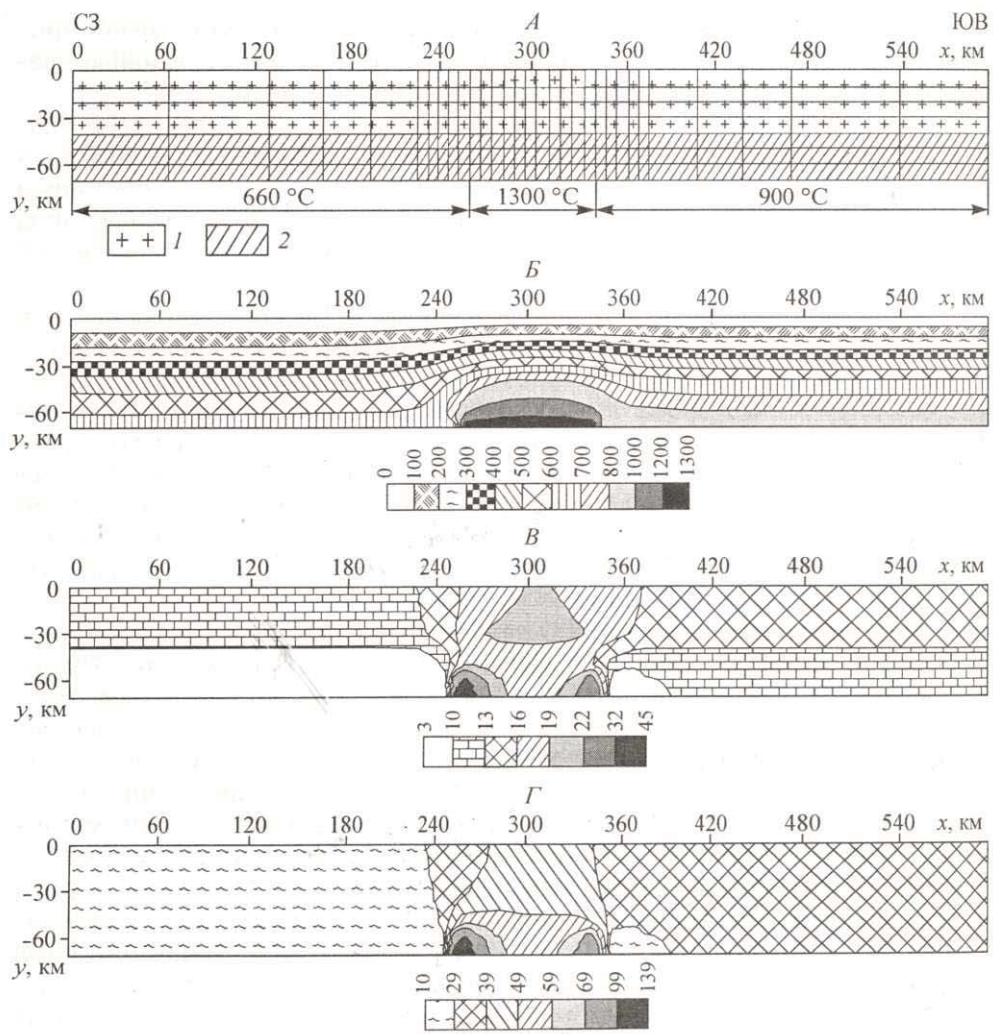


Рис. 4.5. Модель литосферы.

A — расчетная область и сетка конечных элементов: 1 — земная кора (начальная мощность $H_0 = 40$ км), 2 — литосферная часть мантии (начальная мощность $M_0 = 30$ км); *B*—*Г* — характеристики теплового режима: *B* — распределение температуры по вертикальному разрезу в модели ($^{\circ}\text{C}$), *B* — распределение геотермического градиента ($^{\circ}\text{C}/\text{км}$), *Г* — распределение теплового потока q_m ($\text{мВт}/\text{м}^2$).

чий по тепловому режиму мантии между современными БРЗ, Забайкальем и Сибирской платформой. Затем температура верхней мантии под БРЗ и Забайкальем стала повышаться в результате восхождения мантийного плюма [Зорин, 1971]. При этом аномальная мантия не достигла подошвы коры, а осталась на глубине 70 км, т.е. она отделена от подошвы коры слоем мантийной части литосферы (это положение соответствует выбранной нами при моделировании глубине). В такой ситуации примерно через 15 млн лет после подхода аномальной мантии в коре достигается распределение тем-

Таблица 4.1

Физические параметры земной коры и верхней мантии, принятые для моделирования

Слой	Начальная мощность деформируемого слоя, км	Модуль Юнга E , Па	Коэффициент Пуассона ν	Коэффициент теплопроводности, Вт/(м · К)	Плотность ρ , г/м ³	Коэффициент линейного теплового расширения α , 1/°С
Земная кора	40	$0,8 \cdot 10^{11}$	0,25	2,2	2750	$1,0 \cdot 10^{-5}$
Литосферная мантия	30	$1,5 \cdot 10^{11}$	0,33	3,1	3250	$1,5 \cdot 10^{-5}$

пературы, мало отличающееся от стационарного [Артюшков, 1993], что позволяет при построении модели в первом приближении пренебречь уклоном общего теплового поля от стационарного. В связи с этим при решении температурной задачи рассматривался стационарный вариант, который описывается следующим уравнением теплопроводности в каждом слое:

$$\operatorname{div}(k_i \cdot \nabla T) = 0,$$

где T — температура, k_i — коэффициент теплопроводности (k_1, k_2 — соответственно для земной коры и мантийной части литосферы); ∇ — средняя скорость волн.

Для «гранитного», «базальтового» слоев и мантии приводятся коэффициенты теплопроводности 2,50; 2,72; 3,18 Вт/(м · К) соответственно [Зорин, Осокина, 1981]. Для Сибирской платформы указываются значения 2,5; 2,7–3,0; 3,8 Вт/(м · К) для этих же коэффициентов [Дучков, Соколова, 1997]. При моделировании процесса термического утонения литосферы принимались коэффициенты теплопроводности коры и мантии 2,50 и 2,93 Вт/(м · К) [Зорин, Лепина, 1984]. В предлагаемой геотермической модели приняты значения соответственно 2,2 и 3,1 Вт/(м · К) [Артюшков, 1993].

В связи с тем что поднятие поверхности астеносферы под БРЗ и сопредельными территориями является асимметричным (вследствие чего возникают горизонтальные вариации температуры), на нижней границе задавались разные значения температур. При этом температура аномальной мантии принята 1300 °С [Там же].

Таким образом, решение уравнения теплопроводности строилось при следующих граничных условиях:

- на поверхности Земли $y = 0$; $T = 0$ °С;
- вдоль нижней границы модели, соответствующей $y = -70$ км, исходная температура T изменяется, составляя для юго-восточной части Сибирской платформы и для Забайкалья соответственно 660 °С и 900 °С, а для территории БРЗ — 1300 °С (таким способом моделировалось воздействие на слой литосферы температурной аномалии, возникшей в результате подъема вещества аномальной мантии);
- на границе Мохо ($y = -40$ км) выполнено равенство тепловых потоков, проходящих через нее:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial y} \cdot k\right)_1 = \left(\frac{\partial T}{\partial y} \cdot k\right)_2,$$

где индексом 1 помечен поток в земной коре, 2 — в литосферной мантии; — на боковых границах задавалось условие равенства нулю теплового потока в горизонтальном направлении ($\partial T/\partial x = 0$).

В соответствии с теорией температурных напряжений на основе уравнения теплопроводности находится распределение температуры в теле (температурная задача), а затем интегрируются уже найденные члены, зависящие от градиента температуры (термоупругая задача) [Новацкий, 1970].

В рамках термоупругой задачи для определения поля напряжений решается система уравнений равновесия (плоская деформация)

$$\begin{cases} \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} = 0 \\ \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial y} - \rho g = 0, \end{cases}$$

где g — ускорение свободного падения.

Компоненты тензора деформаций ϵ_{ij} , ($i, j = x, y$) связаны с компонентами тензора напряжений σ_{ij} соотношениями физического состояния изотропной среды в форме закона Дюамеля—Неймана, в котором температурой отсчета принят 0°C :

$$\begin{cases} \epsilon_{xx} = \frac{1+\nu}{E} [\sigma_{xx}(1-\nu) - \nu\sigma_{yy} + E\alpha T] \\ \epsilon_{yy} = \frac{1+\nu}{E} [\sigma_{yy}(1-\nu) - \nu\sigma_{xx} + E\alpha T] \\ \epsilon_{xy} = \frac{2 \cdot (1+\nu)}{E} \sigma_{xy}. \end{cases}$$

Компоненты ϵ_{ij} , определяются смещениями u, v (по x, y) по формулам Коши

$$\epsilon_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}, \epsilon_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y}, \epsilon_{xy} = \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}\right).$$

Первоначально для расчетной области граничные условия можно записать в виде:

на вертикальных границах ($x = 0$ и $x = 600$): $u = 0, \sigma_{xy} = 0$,

на нижней границе ($y = -70$ км): $v = 0, \sigma_{xy} = 0$,

на дневной поверхности ($y = 0$): $\sigma_{yy} = 0, \sigma_{xy} = 0$.

В дальнейшем при модификации «базовой» модели граничные условия и физические параметры слоев изменялись, о чем будет указано в соответствующих местах. Граничные условия, связанные с температурой, не изменялись.

Таким образом, на основе геологических и геофизических данных основана «базовая» модель и сформулирована задача для исследования на-

Scan&OCR Иркутская ОГУНБ им. П.П. Могиланова-Сибирского. 2016

пряженно-деформированного состояния БРЗ в начальной стадии рифтогенеза; получены уравнения и предложен алгоритм для реализации ее решения. Расчеты проводились с помощью программного комплекса NASTRAN [Шимкович, 2001], реализующего теорию температурных напряжений с помощью метода конечных элементов. Сетка состояла из 217 конечных элементов типа plane strain и 256 узлов (рис. 4.5, А).

4.2.3. Моделирование теплового режима БРЗ и анализ его особенностей

Численное решение уравнения теплопроводности позволило определить тепловой режим БРЗ, создаваемый подъемом высокотемпературной аномальной мантии. На рис. 4.5, Б показано распределение температуры в вертикальном разрезе: простое для периферийных частей и контрастное для центральной. Радиогенный тепловой поток, генерируемый в верхней коре, не учитывался, поэтому полученные данные для температуры до глубины 15 км следует рассматривать как минимальные оценки для нее. Радиогенная составляющая теплового потока квазипостоянна и, следовательно, не может оказывать существенного влияния на вариации напряженно-деформированного состояния среды. Вследствие этого расчеты НДС выполнялись без учета тепла, выделяемого радиоактивными элементами верхней коры.

В целом распределение температуры согласуется, во-первых, с результатами геоэлектрических исследований, характеризующими положение внутрилитосферного проводящего слоя (его температурные границы близки для кровли и подошвы соответственно 350 °С и 700 °С, верхняя граница в пределах осевой части БРЗ поднимается до глубин 12–14 км, а за пределами этой области кровля слоя погружается до глубин 30–45 км [Поспеев, 1988; Алакшин, Письменный, Поспеев, 1990]), во-вторых, с параметрами теплопроводности и значениями температуры, рассчитанными для границы Мохо [Дучков, Соколова, 1997]. Тем самым находят свое обоснование принятые граничные условия и параметры теплопроводности.

Геотермический градиент (рис. 4.5, В) имеет минимальные значения в юго-восточной части Сибирской платформы, максимально увеличивается при приближении к БРЗ и несколько уменьшается в Забайкальской складчатой области. Важная для нас центральная часть разреза отличается сложным распределением геотермического градиента: до глубины 35 км он возрастает, затем до глубины 50 км уменьшается, а ниже снова увеличивается. Соответственно фиксируются некоторые особенности теплового потока q_m (рис. 4.5, Д).

Как известно, величина теплового потока на поверхности определяется уравнением $q = q_k + q_m$ [Добрецов, Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А., 2001], где q_k — радиогенный тепловой поток, генерируемый в верхней коре, q_m — мантийный. Если предположить, что кора состоит из «гранитного» и «базальтового» слоев одинаковой мощности ($h_k = h_m = 20$ км), тепловыделение в которых соответственно $1,1 \cdot 10^{-6}$ и $0,4 \cdot 10^{-6}$ Вт/м³ [Артюшков, 1993], то величина теплового потока, связанного с радиоактивным выделением тепла, составит 18,5 мВт/м². По данным Ю.А. Зорина и С.В. Лепиной [1984] $q_k \sim 20,1$ мВт/м². Для определенности в нашей модели примем $q_k \sim$

20 мВт/м². Для юго-восточной части Сибирской платформы рассчитанная величина $q_m \sim 24$ мВт/м², т.е. с учетом q_k получим $q \sim 44$ мВт/м². По мере приближения к центральной части значение q_m увеличивается и составляет 30–38 мВт/м² ($q \sim 50 \dots 58$ мВт/м²), а максимальное фиксируется в районе 305 км, где $q_m \sim 42$ мВт/м² ($q \sim 62$ мВт/м²). Для Забайкалья $q_m \sim 33$ мВт/м² ($q \sim 53$ мВт/м²). Рассчитанная для глубины 5 км величина теплового потока ниже наблюдаемой в настоящее время (70 мВт/м²) [Голубев, 2002]. Это может быть связано с тем, что на современном этапе развития БРЗ дополнительным источником прогрева верхней коры являются флюиды, мигрирующие из аномальной мантии в кору, и высокая гидротермальная активность.

Полученные значения в целом соответствуют геотермическим данным, согласно которым средние величины современного теплового потока для Сибирской платформы, БРЗ и Забайкалья равны соответственно 40, 60 и 50 мВт/м². Это подтверждает исходное положение моделирования о квазистационарности теплового режима БРЗ.

Таким образом, моделирование показало, что наличие горизонтальных вариаций температур на нижней границе модели формирует сложное распределение температур в вышележащих слоях. Следовательно, в природных условиях градиент температуры является генератором температурных напряжений и приводит к неоднородной деформации литосферы.

4.2.4. Напряженно-деформированное состояние БРЗ в начале рифтогенеза: «базовая» модель

Расчет НДС «базовой» модели, проводившийся с помощью программы NASTRAN, показал, что совместное действие гравитационных сил и температурного поля приводят к поперечному изгибу слоя [Адамович, Шерман, Иванова, 2003]. Как видно на деформированной модели (рис. 4.6, А), тепловая аномалия на подошве разреза в его центральной части формирует асимметричный куполообразный изгиб литосферной части мантии. Для удобства восприятия деформационная картина представлена таким образом, что величина максимальных смещений составляет 4 % от длины расчетной области. Учитывая инициальную стадию формирования БРЗ, расчеты проведены при коэффициенте Пуассона для литосферной части мантии, равном 0,33 (при других его значениях принципиальные отличия в напряженном состоянии литосферы не выявлены).

На рис. 4.6, Б видно, что величина вертикальных смещений, вызванных температурными напряжениями, для границы Мохо больше, чем для земной поверхности. График (рис. 4.6, В) свидетельствует об утонении земной коры, причем максимальном в центральной части разреза ($x = 280$ км). Сопоставляя этот график с сейсмическим разрезом (рис. 4.6, Г), отмечаем, что характер уменьшения мощности земной коры в юго-восточной части Сибирской платформы и в БРЗ согласуется с данными глубинного сейсмического зондирования.

На рис. 4.7 показаны распределения в модели максимальных главных напряжений σ_1 , максимальных касательных τ ($\tau = (\sigma_1 - \sigma_3)/2$) и средних напряжений p ($p = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3$). Необходимо отметить, что в силу исход-

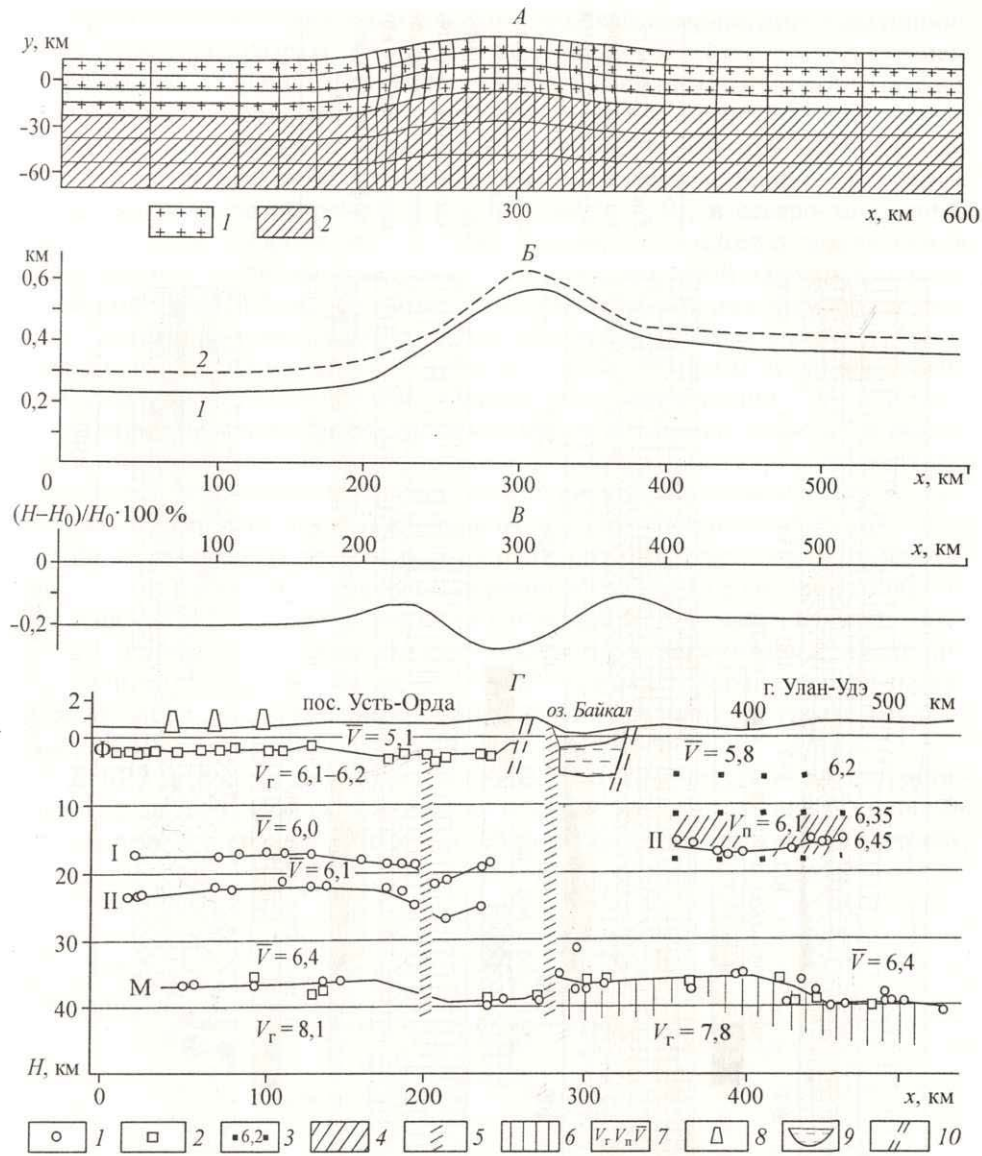


Рис. 4.6. Характеристики состояния «базовой» модели БРЗ.

А — вид деформированной модели: 1 — земная кора, 2 — литосферная часть мантии; Б — вертикальные смещения поверхности земной коры и границы Мохо в модели: 1 — земная поверхность, 2 — граница Мохо; В — изменение мощности земной коры ($H - H_0$) / $H_0 \cdot 100\%$ при воздействии тепловой аномалии); Г — сейсмический разрез А—Б (см. рис. 4.3) через БРЗ: 1, 2 — глубины по отраженным и преломленным волнам; 3 — изолинии скорости (км/с); 4 — волноводный слой; 5 — зоны глубинных разломов; 6 — слой с пониженной скоростью в верхах мантии; 7 — граничная, пластовая и средняя скорости (км/с); 8 — скважины; 9 — осадки в рифтовых впадинах; 10 — близповерхностные разломы; I, II — внутрикоровые преломляющие и отражающие границы; М — граница Мохо; Ф — поверхность

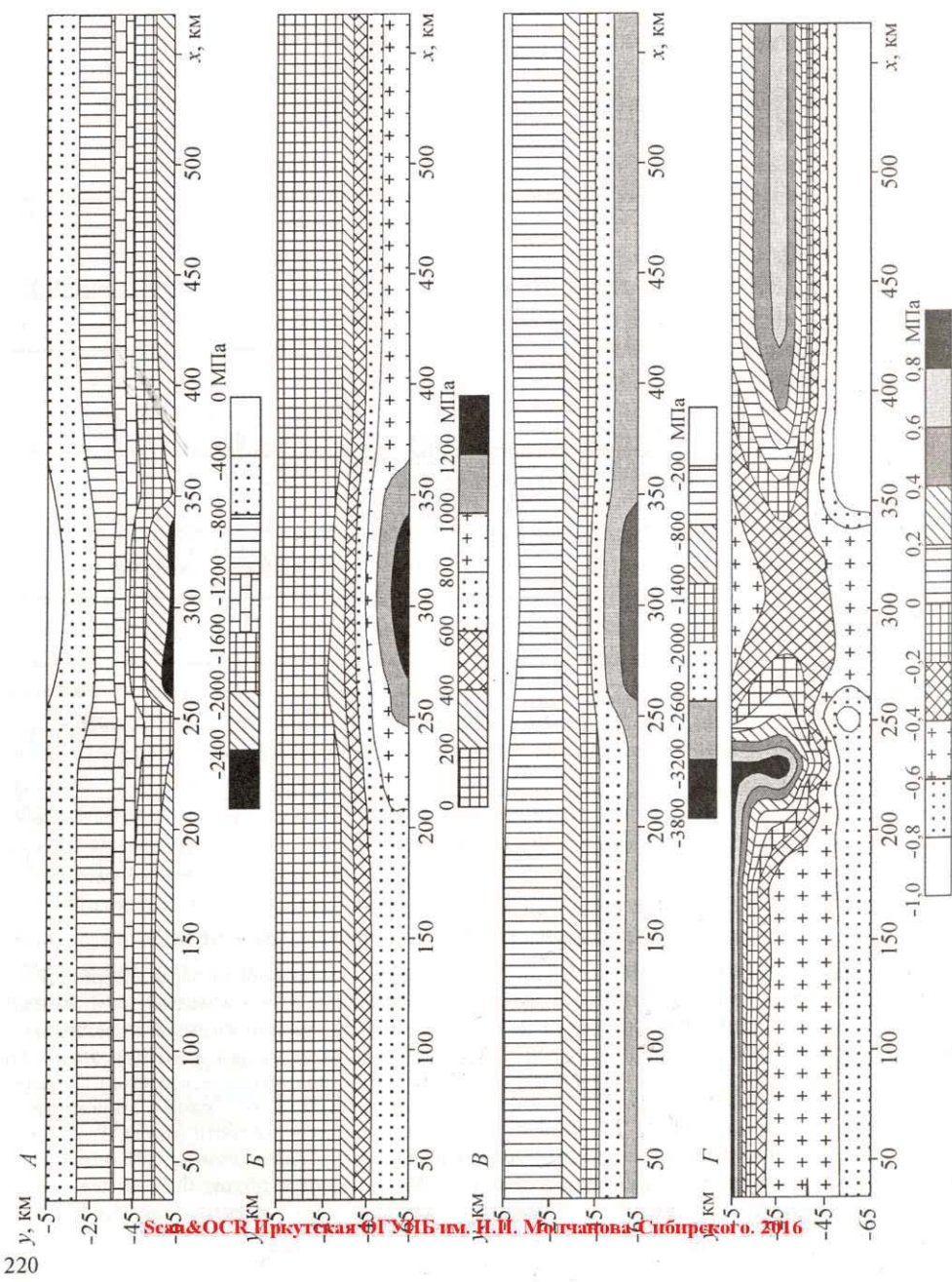


Рис. 4.7. Результаты расчетов напряженного состояния модели.

A — максимальные главные напряжения;
B — максимальные касательные напряжения; *B* — средние напряжения; *Г* — коэффициент Лодена.

ных предположений задачи одна из главных осей напряжений перпендикулярна плоскости разреза, т.е. ее направление согласуется с простиранием БРЗ. Сама же величина этого горизонтального напряжения рассчитывалась из условия отсутствия деформации в данном направлении.

Расчеты показали, что в вертикальном разрезе верхней части коры до глубины 15 км фиксируются знакопеременные главные напряжения (σ_1): в центральной части напряжения растяжения ($\sigma_1 > 0$), в северо-западной и юго-восточной — сжатия ($\sigma_1 < 0$). Максимальные значения σ_1 локализуются в центральной части, минимальные — в северо-западной, средние — в юго-восточной (рис. 4.7, А). Сложное строение поля напряжений по разрезу также отчетливо подчеркивают схемы распределения максимальных касательных и средних напряжений (рис. 4.7, Б, В). Отметим четко прослеживаемую асимметрию распределения всех типов напряжений.

Полученная в результате неоднородного разогрева сложная, в целом горизонтально слоистая по напряженному состоянию структура верхней части литосферы находит отражение и в ориентации главных напряжений (рис. 4.8). Ее анализ показал следующее. На юго-востоке Сибирской платформы верхняя часть земной коры характеризуется обстановкой горизонтального сжатия (в геологической терминологии), ниже которой наблюдается переход в зону сдвигового поля напряжений (σ_2 — вертикальна); нижняя — тектоническим режимом растяжения (σ_3 — вертикальна), а мантийный слой литосферы — сжатия (σ_1 — вертикальна). В Забайкальской складчатой области режим деформирования коры определяется условиями тектонического растяжения, а мантийного слоя литосферы — сжатия.

В БРЗ для коры фиксируется сложный режим тектонического растяжения из-за того, что горизонтальная в осевой части ось σ_1 вне ее приобретает наклон к горизонту. Это характерно для условий поперечного изгиба.

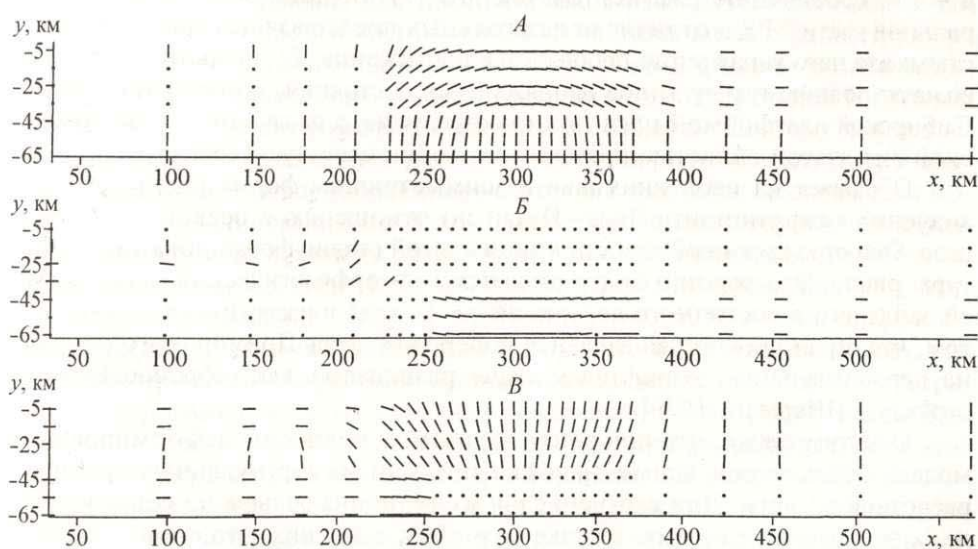


Рис. 4.8. Ориентации главных напряжений

А — максимальные, Б — промежуточные, В — минимальные.

Мантийный слой литосферы находится в обстановке тектонического сжатия. Однако, по сравнению с западной частью разреза, на глубинах ниже 40 км, фиксируется поворот осей главных напряжений (σ_2 и σ_3), что может свидетельствовать о формировании здесь субвертикальной геологической неоднородности — глубинного разлома, согласного с простиранием БРЗ.

Для более детального анализа деструкции литосферы используется критерий Кулона—Мора, отвечающий условиям существования сплошного тела при высоких давлениях [Melosh, Williams, 1989]:

$$\tau \leq c \cos \varphi + \frac{|\sigma_1 + \sigma_3|}{2} \sin \varphi,$$

где τ — максимальные касательные напряжения; σ_1 и σ_3 — соответственно максимальные и минимальные главные напряжения; c — прочность сцепления горных пород (порядка 50 МПа); φ — угол внутреннего трения (со средним значением порядка 30°) [Справочник..., 1969].

Для геологической среды условия, отвечающие нарушению приведенного неравенства, соответствуют ее разрушению, проявляющемуся в виде разрывов сплошности, пластического течения и пр. Согласно расчетам для литосферной части мантии в районе $x = 250$ км на глубине от 50 до 70 км наиболее вероятны нарушения сплошности и образование разрывов, которые могут привести к зарождению и/или активизации субвертикального глубинного разлома. О реальности этого свидетельствует зафиксированный выше поворот осей главных напряжений.

Восприятию сложной картины поля напряжений по разрезу помогает анализ распределения в пространстве равных значений коэффициентов Лоде—Надаи, характеризующих тип напряженного состояния ($\mu = (2\sigma_2 - \sigma_1 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$), где $\mu = -1$ есть обобщенное растяжение, $\mu = 0$ — сдвиг, $\mu = 1$ — обобщенное сжатие) (см. рис. 4.7, Г). Вертикальный разрез центральной части БРЗ в отличие от латеральных представляется наиболее простым: для него характерно обобщенное растяжение. Латеральные части отражают полную гамму типов напряженных состояний, которая на стыке с Сибирской платформой пока трудно объяснима, а на границе с Забайкальской складчатой областью представляет собой слоистую структуру.

Обращает на себя внимание и асимметричная форма распределения значений коэффициента Лоде—Надаи по отношению к осевой части разреза. Она отражает особенности инициальной стадии формирования структуры рифта. Это хорошо подтверждается геоморфологической асимметрией западного и восточного побережий оз. Байкал и известными данными о том, что ограничивающая западное побережье ветвь Приморского разлома на первоначальном, дорифтовом этапе развивалась как взбрососдвигающая структура [Шерман, 1970].

Отметим также, что при рассматриваемом механизме деформирования модели наблюдается асимметрия сил реакции на вертикальных границах расчетной области. Для верхнего слоя их величина больше на северо-западе ($x = 0$), меньше на юго-востоке ($x = 600$); а для нижнего слоя — наоборот. Это говорит о формировании условий для возникновения горизонтальных движений в юго-восточном направлении, прежде всего в мантийной части литосферы.

Scan&OCR Иркутская ОГУНБ им. И.И. Молчанова-Сибирского. 2016

В целом «базовая» модель отражает особенности начала развития БРЗ. Полученные результаты дают основание считать, что механизм деформирования литосферы, в основе которого лежит температурная аномалия, может инициировать растяжение коры и процесс рифтогенеза. На его начальной стадии именно она приводит к образованию сводового поднятия и возникновению разрушающих горизонтальных растягивающих напряжений в верхней части земной коры. При этом создаются условия для зарождения глубинной зоны трещиноватости, по которой возможно проникновение в вышележащие слои горячего мантийного вещества.

Таким образом, температурный режим на инициальной стадии рифтогенеза играет решающую роль в деформировании литосферы и в вариациях ее напряженного состояния, а также определяет первоначальную горизонтальную расслоенность упругой литосферы по типам напряженно-деформированного состояния. Он формирует условия последующей эволюции БРЗ, которая связана с заложением и развитием внутренних структурных неоднородностей в литосфере, в том числе и основных рифтовых структур.

4.2.5. Анализ напряженно-деформированного состояния при формировании первичных неоднородностей в литосфере Байкальской рифтовой зоны

Результаты моделирования начальной стадии рифтогенеза в БРЗ на основе «базовой» модели показали, что деформации литосферы выражаются преимущественно в вертикальных движениях и формировании сводового поднятия, вызванных поперечным изгибом. В верхней части модели проявляются горизонтальные растягивающие напряжения, инициирующие деструкцию земной коры в виде трещиноватости. В мантийном слое литосферы создаются условия для проникновения разогретого глубинного вещества. Естественно, эти возникающие на инициальной стадии структурно-вещественные неоднородности обладают иными физико-механическими свойствами. Кроме того, в ходе эволюции под воздействием различных факторов происходит изменение свойств литосферы. Поэтому для исследования условий дальнейшего развития основных рифтовых структур и анализа напряженно-деформированного состояния требуется модификация модели. Для моделирования мы взяли параметры земной коры и литосферной части мантии, исходя из современных данных о скоростях распространения сейсмических волн [Крылов, Мандельбаум, Мишенькин, 1981; Мишенькин, Мишенькина, Петрик, 1999]. В частности, значение коэффициента Пуассона для литосферной мантии принято 0,27. Эти изменения, как показали проведенные расчеты, принципиально не меняют картину напряженно-деформированного состояния начальной стадии рифтогенеза. Так, при уменьшении значения коэффициента Пуассона фиксируются меньшие значения напряжений в земной коре и амплитуда сводового поднятия.

Для выявления областей, наиболее подверженных процессам деструкции, а значит и более сейсмоактивных, как и в «базовой» модели, использовался критерий разрушения Кулона—Мора. Заметим, что согласно «Справочнику физических констант горных пород» [1969] угол трения меняется от 10° до 60° для умеренно пластичных и хрупких материалов соответственно,

Т а б л и ц а 4.2

Физические параметры земной коры и литосферной части мантии, принятые для моделирования

Параметры	Обозначения	Земная кора и участки с измененными характеристиками		Литосферная часть мантии и участки с измененными характеристиками	
		Обобщенные параметры	Параметры верхней коры БРЗ	Обобщенные параметры	Параметры внутренних неоднородностей
Модуль Юнга, Па	E	$0,85 \cdot 10^{11}$	$0,8 \cdot 10^{11}$	$1,8 \cdot 10^{11}$	$1,4 \cdot 10^{11}$ ($1,45 \cdot 10^{11}$)*
Коэффициент Пуассона	ν	0,25	0,24	0,27	0,28
Плотность, кг/м ³	ρ	2750	2600	3250	3000 (3200)
Линейный коэффициент теплового расширения, 1/°С	α	$0,8 \cdot 10^{-5}$	$0,8 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$ ($1,4 \cdot 10^{-5}$)
Прочность сцепления горных пород, МПа	c	40	40	50	50
Угол внутреннего трения	φ	40°	40°	30°	25°
Коэффициент теплопроводности, Вт/(м · К)	k	2,2	2,2	3,1	3,1

*В скобках указаны параметры, учитывающие проникновение аномальной мантии в литосферу.

а прочность сцепления оценивается примерно в 50 МПа для кристаллических пород. Фактически же наблюдаемые углы сдвига группируются в однородных породах около значений в 30° независимо от всестороннего давления и несмотря на разницу в текстурах, составе и степени постоянной деформации.

В работе Х. Мелоша и К. Вильямса [Melosh, Williams, 1989] при моделировании механизма образования грабена были использованы величины $c = 40$ МПа и $\varphi = 40,4^\circ$, соответствующие «базальтовому» слою земной коры. Поэтому мы взяли для земной коры, литосферной части мантии и мантийной структурной неоднородности величины этих параметров соответственно 40 МПа и 40°; 50 МПа и 30°; 50 МПа и 25°. В окончательном виде физические параметры обобщенной модели представлены в табл. 4.2.

Анализ результатов моделирования этого этапа развития БРЗ проводился путем сравнения обобщенных моделей как со структурными неоднородностями (рис. 4.9, А), так и без них. Установлено, что обоснованно введенные области структурно-вещественных неоднородностей меняют характер напряженно-деформированного состояния модели литосферы. Как показали проведенные расчеты, подобная модификация приводит к неустойчивости нижней границы возбужденного литосферного слоя, что фиксируется изменением сил реакции на ней. Появляется дополнительная составляющая воздействия ниже лежащих слоев, приводящая к смещению вверх нижней границы модели. Возникает необходимость в замене «базовых» граничных условий. Поэтому далее при моделировании на «подвижной» части нижней границы задавались силы, соответствующие состоянию до введения структурных неоднородностей.

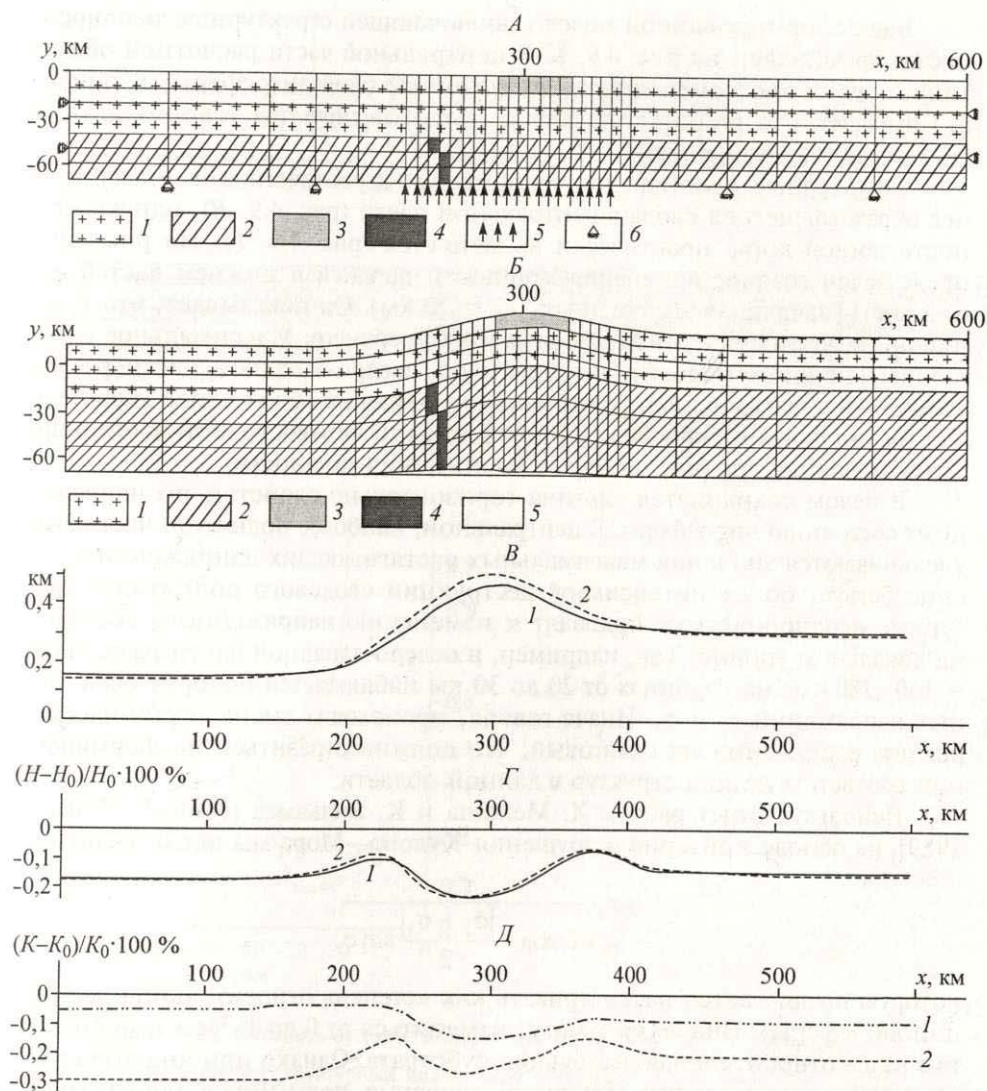


Рис. 4.9. Напряженно-деформированное состояние обобщенной модели.

А — расчетная область для моделирования и граничные условия: 1 — земная кора, 2 — литосферная часть мантии, 3 — структурная неоднородность в верхней части земной коры, 4 — структурная неоднородность в литосферной части мантии, 5 — силы, определяющие воздействие нижних слоев мантии, 6 — отсутствие смещений; Б — вид деформированной модели: 1–4 — см. А, 5 — аномальная мантия; В — вертикальные смещения поверхности земной коры: 1 — для модели без структурных неоднородностей, 2 — для модели со структурными неоднородностями; Г — относительное изменение мощности земной коры в моделях (H — мощность коры при воздействии тепловой аномалии, $H_0 = 40$ км): 1, 2 — см. В; Д — относительное изменение мощности верхней (1) и нижней (2) частей земной коры для их моделей (K — мощность соответствующего деформированного слоя, $K_0 = 20$ км).

Вид деформированной модели, включающей структурные неоднородности, представлен на рис. 4.9, Б. В центральной части расчетной области видно характерное смещение вверх подошвы слоя литосферы. В природе это означает, что в соответствующей зоне формируются условия для внедрения аномальной мантии.

Структурные неоднородности приводят к увеличению амплитуды ранее образовавшегося свода в центральной части (рис. 4.9, В), однако мощность земной коры практически не меняется (рис. 4.9, Г). На рис. 4.9, Д представлен график изменения мощности верхней и нижней частей земной коры (начальная их мощность $K_0 = 20$ км). Он показывает, что утонение нижнего слоя значительно больше, чем верхнего. Максимальное уменьшение мощности первого фиксируется в северо-западной части разреза, второго — в центральной. Минимальное утонение обоих слоев характерно для границ формирующейся рифтовой зоны. В юго-восточной части разреза наблюдаются средние значения уменьшения мощности.

В целом сохраняется картина горизонтально слоистой по напряженному состоянию литосферы. В центральной, наиболее поднятой, части свода увеличиваются значения максимальных растягивающих напряжений σ_1 , что способствует более интенсивной деструкции сводового поднятия. Структурные неоднородности приводят к изменению напряженного состояния на локальном уровне. Так, например, в северо-западной части разреза ($x = 150 \dots 180$ км) на глубинах от 20 до 30 км наблюдается поворот осей главных напряжений σ_2 и σ_3 . Иначе говоря, происходит смена тектонического режима растяжения на сдвиговой, что должно отразиться на формировании соответствующих структур в данной области.

Используя опыт работы Х. Мелоша и К. Вильямса [Melosh, Williams, 1989], на основе критерия разрушения Кулона—Мора мы ввели величину

$$\chi = \frac{\tau}{c \cos \varphi + \frac{|\sigma_1 + \sigma_3|}{2} \sin \varphi},$$

которую предлагается рассматривать как «степень относительной деструкции литосферы». Значения χ могут изменяться от 0 до 1. Чем они больше, тем выше относительная деструкция субстрата. Однако при анализе степени деструкции не следует сравнивать значения, полученные для удаленных друг от друга глубинных уровней, так как параметры, определяющие эту величину, не учитывают специфику вариаций значений c и φ с глубиной и носят обобщенный характер. Кроме того, при анализе разрушения верхнего слоя коры должны привлекаться другие критерии хрупкого разрушения среды, более подходящие для описания разрывообразования в условиях растягивающих напряжений. Поэтому расчеты с использованием величины χ проводились для глубин более 10 км.

На рис. 4.10 представлены результаты расчетов «степени относительной деструкции», а также графики изменения величины χ с глубиной по вертикальным сечениям в разных частях расчетной области. Для удобства принято, что степень деструкции литосферы соответствует определенному диапазону значений χ и может быть низкой ($< 0,35$), средней ($0,35-0,7$) и высокой ($> 0,7$). Наиболее подверженной деструкции оказывается цент-

Scan&OCR Иркутская ОГУНБ им. П.И. Могучанова-Сибирского. 2016

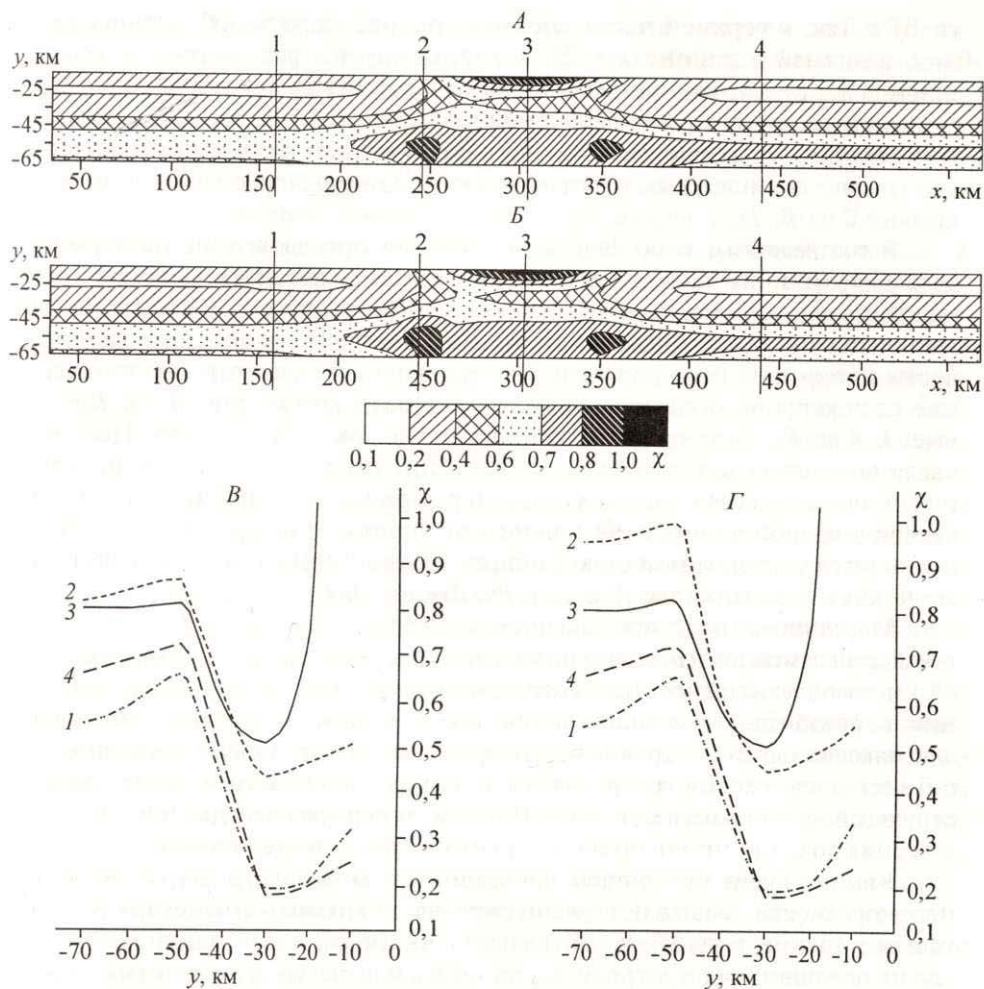


Рис. 4.10. Степень относительной деструкции обобщенной модели.

A, B — для модели без структурных неоднородностей; *Б, Г* — для модели со структурными неоднородностями. Номер кривой соответствует номеру сечения на рис. *A, Б*.

ральная часть разреза. Минимальные и средние значения χ характерны соответственно для северо-западной и юго-восточной частей, максимальные χ концентрируются в верхней части земной коры (до глубины 17 км) в районе $x = 300$ км. В ее периферийных областях (сечения 1 и 4) на глубинах от 20 до 30 км фиксируются слои с максимально низкой степенью деструкции (т.е. наименее подверженные процессам разрушения). Высокая степень деструкции наблюдается на глубине около 50 км в центральной и юго-восточной частях разреза (сечения 2—4).

Результаты сравнения расчетов «степени относительной деструкции литосферы» по двум моделям (рис. 4.10) показали, что возникновение структурных неоднородностей, являющихся следствием подъема разогретой аномальной мантии, изменяет характер деструкции центральной час-

ти БРЗ. Так, в верхней части земной коры расширяется область разрушения, в нижней в районе $x = 270$ км фиксируется рост «степени относительной деструкции», т.е. создаются «благоприятные» условия для деструкции и внедрения расплавленного вещества. В литосферной части мантии величина χ возрастает и расширяется область ее высоких значений, что говорит о тенденции к разрастанию неоднородности (рис. 4.10, А, Б и кривые 2 на В, Г).

В соответствии с обобщенной моделью при эволюции напряженно-деформированного состояния литосферы БРЗ сохраняется ее горизонтальная расслоенность по степени относительной деструкции. Расчеты показывают, что в периферийных частях модели, соответствующих юго-восточной части Сибирской платформы и Забайкальской складчатой области, средние слои коры не подвержены процессам разрушения (рис. 4.10, Б и кривые 1, 4 на Г). Они рассматриваются нами как асейсмичные. Несколько увеличивается мощность слоя с повышенными значениями χ в центральной и юго-восточной частях разреза (ср. кривые 2—4 на рис. 4.10, В, Г), в северо-западной такой слой отсутствует (кривая 1 на рис. 4.10, В, Г), что согласуется с асейсмичностью Сибирской платформы и пониженной сейсмичностью в Забайкалье [Киссин, Рузайкин, 2000].

Моделирование с применением критерия разрушения Кулона—Мора показало возможность заложения в районе $x = 350$ км на глубинах от 40 до 60 км новой мантийной неоднородности, имеющей тенденцию к разрастанию в горизонтальном направлении. В целом можно отметить, что условия для максимальной деструкции литосферы, а значит, и для проявления сейсмических процессов, сохраняются в центральной части разреза, соответствующей непосредственно БРЗ. Причем, в первую очередь, процессы разрушения должны проявляться в верхних слоях земной коры.

Как показали результаты проведенного моделирования, структурные неоднородности вызывают увеличение вертикальных смещений горизонтальных границ раздела в центральной части разреза и дальнейший рост сводового поднятия с относительно крутым и четко выраженным северо-западным бортом и пологим юго-восточным. Наличие структурных неоднородностей в литосфере усложняет картину распределения напряжений. Возникающее напряженно-деформированное состояние обеспечивает условия как для образования субвертикальной области повышенной деструкции в нижней части коры, так и для увеличения мантийной неоднородности, способствующей внедрению расплавленного вещества в возбужденный слой. В центральной части разреза в верхних слоях коры концентрируется высокая напряженность, указывающая на дальнейшую эволюцию БРЗ, связанную с интенсивным разрушением сводового поднятия и развитием рифтовой впадины.

4.2.6. Оценка напряженного состояния при формировании основных рифтовых структур

Результаты оценки напряженно-деформированного состояния БРЗ по обобщенной модели показали, что его эволюция должна связываться с изменением взаимодействия рифтовой зоны и более обширной окружающей

территорией. Поэтому на нижней границе модели введены дополнительные вертикальные силы, отражающие возрастающее давление аномальной области на вышележащие слои. На юго-восточной вертикальной границе, при этих условиях «подвижной», заданы сжимающие компенсирующие усилия, рассчитанные по обобщенной модели без структурных неоднородностей. Проникновение аномальной мантии также находит свое отражение в физических параметрах мантийной неоднородности (см. табл. 4.2). Внедрение аномальной мантии и изменение граничных условий приводят к росту растягивающих напряжений в сводовом поднятии и вызывают его разрушение. В верхней части земной коры закладываются разломы. Их направление и глубина обусловлены векторами главных растягивающих напряжений. Критерием для оценки вероятности образования разломов в верхней части коры являлась гипотеза наибольших нормальных напряжений [Степин, 1988], согласно которой предельное состояние материала при сложном напряженном состоянии (разрыв) наступает тогда, когда максимальное главное напряжение достигает предела прочности при растяжении (в наших расчетах принято, что предел прочности горных пород на растяжение составляет 100 МПа). Оценка развития конвективного течения реализовывалась заданием на части нижней границы модели (рис. 4.11) горизонтальных сил с возрастающей величиной в соответствии с моделированием оттока вещества аномальной мантии в юго-восточном направлении.

Последовательность появления и развития разломов, разрушающих свод и снимающих напряженность, показана на рис. 4.11, *Б—Е*. Вертикальные разломы моделировались путем создания двойных узлов в соответствующей части модели, а наклонные — с помощью элементов типа *slide line*. Направление разлома определял узел с максимальным значением σ_1 на следующем глубинном уровне.

Численные модели позволили выявить дополнительные детали рассматриваемой стадии континентального рифтогенеза. В литосферную часть мантии в области субвертикальной зоны ($x = 250$ км) внедряются наиболее легкие дифференциаты аномальной мантии, что усиливает давление на вышележащие слои. Оно вызывает увеличение горизонтальных растягивающих напряжений в верхней части земной коры и приводит к расколу свода в районе $x = 300$ км (рис. 4.11, *Б*). Область концентрации растягивающих напряжений смещается в северо-западную часть разреза, и в соответствии с гипотезой наибольших нормальных напряжений в районе $x = 280$ км (рис. 4.11, *В*) закладывается сброс с падением на юго-восток (угол падения около 65°). Распределение растягивающих напряжений показывает, что в следующую фазу разрушения свода формируется антитетический сброс в районе $x = 325$ км (рис. 4.11, *Г*). Применительно к БРЗ именно эти разломы, как известно, ограничивают Среднебайкальскую впадину, ширина которой на рассматриваемом этапе порядка 45 км.

Дальнейшее разрушение свода (рис. 4.11, *Д, Е*) приводит к постепенному падению величин горизонтальных растягивающих напряжений. Однако с течением времени все сильнее должно проявляться влияние развивающегося конвективного течения, что моделировалось заданием горизонтальных сил на нижней границе модели. Их действие приводит к закономерному росту разлома, ограничивающего впадину с северо-западного борта,

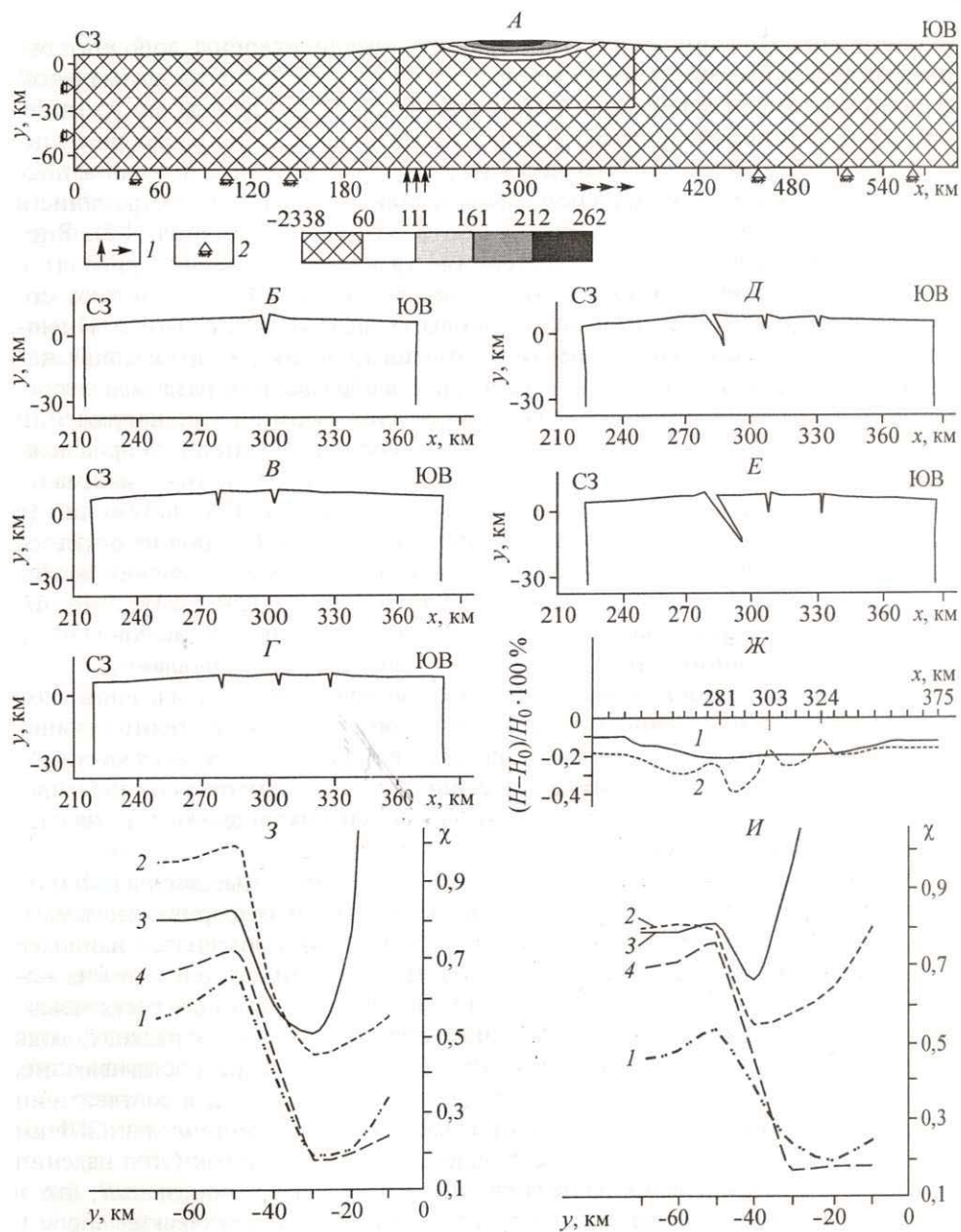


Рис. 4.11. Характеристики состояния модели слоя литосферы с учетом проникновения аномальной мантии.

A — вид деформированной модели до разрушения сводового поднятия и распределение максимальных главных напряжений: *1* — воздействие аномальной мантии, *2* — отсутствие смещений; *Б–Е* — последовательность эволюции разломов: вид части деформированной модели; *Ж* — изменение мощности слоя, соответствующего земной коре: *1* — до разрушения сводового поднятия; *2* — модель в состоянии *Е*; *З, И* — степень относительной деструкции: *З* — до разрушения сводового поднятия, *И* — модель в состоянии *Е*. Номер кривой соответствует номеру сечения на рис. 4.10, *A, Б*.

Scan&OCR Иркутская ОГУНБ им. П.Н. Молчанова-Сибирского. 2016

в результате чего она становится асимметричной. Из анализа растягивающих главных напряжений можно сделать вывод, что в процессе эволюции БРЗ происходит ее расширение в юго-восточном направлении и углубление главных разломов до 20—25 км.

Формирование структур в верхней части земной коры находит свое отражение в характере изменения мощности последней: максимальное ее утонение фиксируется в зоне сброса в северо-западной части разреза (рис. 4.11, Ж). В целом на начальном этапе рифтогенеза происходит уменьшение мощности земной коры и горизонтальное растяжение порядка 1 км рассматриваемого литосферного слоя в направлении на юго-восток.

Сравнительный анализ графиков изменения величины χ (рис. 4.11, З, И) показывает, что разрушение сводового поднятия приводит к замедлению процесса деструкции в северо-западной части разреза (кривая 1), а в центральной, наоборот, создаются условия для более интенсивной деструкции в верхних слоях земной коры (кривые 2, 3). Полученный результат соответствует геофизическим данным, согласно которым в интервале глубин 11—22 км фиксируется слой высокой электропроводности [Мац, Уфимцев, Мандельбаум, 2001]. Причиной его возникновения является повышенная раздробленность верхней части коры БРЗ [Очерки..., 1977]. На этих же глубинах фиксируется и сейсмический волновод. Для нижней части коры значения χ (кривые 2, 3) также показывают усиление процессов деструкции. В Забайкалье слой с относительно низкой деструкцией будет проявляться на меньших глубинах, а с высокой (повышенные значения χ) сохранится в верхней части мантии на глубине около 50 км (кривая 4). Если сопоставить полученные данные с сейсмическим разрезом (см. рис. 4.6, Г), то можно заметить, что в южной части Сибирской платформы и в Забайкальской складчатой области примерно на глубинах, где располагается слой с низкими значениями χ , фиксируются отражающие границы сейсмических волн.

Теоретически дальнейшая эволюция рифта может быть связана с активизацией как разлома в юго-восточной части разреза, так и разлома в осевой его части. В любом случае максимальные значения растягивающих главных напряжений смещаются в юго-восточное крыло рифта. Представляется, что в природной ситуации миграция напряженности включает значительно большее количество циклов. Однако, в конечном счете, «разрушающая напряженность» будет смещаться в юго-восточном направлении. Применительно к БРЗ это означает, что ее юго-восточное крыло развивается в структурном плане медленнее северо-западного. Последнее хорошо согласуется с данными, по которым западный борт Байкальского рифта, в отличие от восточного, характеризуется слабой современной сейсмической активностью [Киссин, Рузайкин, 2000]. Таким образом, в самом начале континентального рифтогенеза создаются условия не только для формирования асимметрии рифтовых впадин, но и для неравномерно протекающих в плечах рифта геодинамических процессов.

Итак, основными результатами математического моделирования условий формирования БРЗ являются следующие.

1. Температурная аномалия на нижней границе литосферного слоя, возникшая при подеме разогретой аномальной мантии, определила не-

равномерный прогрев литосферы рифтовой зоны. Градиент температуры явился источником температурных напряжений. Совместное действие гравитационных сил и температур привело к довольно сложному распределению напряжений в верхней части литосферы и к ее изгибным деформациям, обусловившим вертикальные смещения. Возникли большие растягивающие напряжения, достаточные для начала разрушения верхней части коры. Сформировались условия для образования глубинного разлома.

2. Начальная стадия рифтогенеза характеризуется не только структурно-вещественными преобразованиями литосферы БРЗ, но и сложной неустойчивостью напряженно-деформированного состояния региона: начинается внедрение аномальной мантии. Это приводит к дополнительному давлению, оказываемому аномальной мантией на вышележащие слои, и в дальнейшем к развитию конвективного течения ее вещества в юго-восточном направлении. В верхней части земной коры растут горизонтальные растягивающие напряжения, вызывающие интенсивную деструкцию сводового поднятия.

3. Закономерная эволюция напряженного состояния БРЗ приводит к формированию крупных разломов, окаймляющих рифтовые впадины. Разрывообразование в верхней части земной коры обеспечивается смещением максимальных горизонтальных растягивающих напряжений от одного плеча рифта к другому, что вызывает, в свою очередь, миграцию сейсмической активности. В центральной части БРЗ происходят интенсивные процессы разрушения, а в периферийных сохраняются слои, не подверженные деструкции.

Таким образом, температурная аномалия, возникающая вследствие воздействия на слой литосферы разогретой аномальной мантии, является одним из источников рифтогенеза. Она способствует формированию прототипов главных структурных элементов БРЗ (разломов и рифтовых впадин), тем самым играя важную роль как на ранней, так и на более поздних стадиях эволюции рифта. Именно температурная аномалия определяет характер геодинамических процессов, происходящих в литосфере БРЗ.

Резюмируя результаты проведенных исследований начальной стадии эволюции напряженно-деформированного состояния БРЗ, отметим, что инициальный разогрев участка континентальной литосферы является достаточным условием для возникновения и развития Байкальского рифта (в принципе любого другого континентального рифта), т.е. начальная стадия рифтогенеза в Байкальском регионе связана с активным механизмом. Кроме того, результаты моделирования еще раз подтвердили точку зрения Н.А. Логачева [2001], согласно которой рифтогенез как глубинный процесс, сопровождаемый растяжением и раздроблением литосферы, может состояться в определенном образом подготовленных для его реализации термодинамических и структурных условиях.

Результаты проведенных исследований обоснованного сценария развития БРЗ могут быть распространены и на другие континентальные рифтовые зоны. Выполненные расчеты следует использовать при установлении связей между НДС и различными геодинамическими процессами и/или геофизическими полями. Кроме того, расчет различных параметров НДС континентальных рифтовых зон по предложенным моделям экономически выгоден при использовании метода конечных элементов в силу его обоснованности и удобства в алгоритмизации и реализации на компьютере.

Scan&OCR Иркутская ОГУНБ им. И.И. Молчанова-Сибирского. 2016