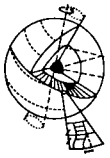


Посвящается 250-летию
Московского государственного университета

М.А. ГОНЧАРОВ, В.Г. ТАЛИЦКИЙ, Н.С. ФРОЛОВА

ВВЕДЕНИЕ В ТЕКТОНОФИЗИКУ

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук, проф. Н.В. Короновский

Допущено Министерством образования РФ
в качестве учебного пособия
для студентов высших учебных заведений,
обучающихся по направлению 511000 Геология
и специальности 011100 Геология

Москва
2005

УДК 551.24
ББК 26.324
Г65

Рецензенты:

Кафедра теоретических основ поисков и разведки нефти и газа
Российского государственного университета нефти и газа им. И. М. Губкина.
Доктор геолого-минералогических наук *В. Н. Шолпо*

На обложке — лежачая складка, хорошо знакомая студентам по Крымской учебной практике. ***Фото В. А. Зайцева.***

Гончаров М. А.

Г65 Введение в тектонофизику: Учебное пособие / М. А. Гончаров, В. Г. Талицкий, Н. С. Фролова; Отв. ред. Н. В. Короновский — М.: КДУ, 2005. — 496 с., ил.

ISBN 5-98227-074-1

Первое отечественное учебное пособие по тектонофизике обобщает опыт многолетнего преподавания на геологическом факультете МГУ курса «Тектонофизика», инициированного в 70-е гг. XX в. одним из основателей отечественной тектонофизики проф. В. В. Белоусовым.

В пособии в соответствии с вузовской программой изложены основы тектонофизики — науки о движениях и деформациях в литосфере, вызывающих их силах и напряжениях, а также о результате этих напряжений — структурных парагенезах. В первой части изложение ведется на основе механики сплошных (неструктурированных) сред. Во второй части привлекается новый, зарождающийся раздел механики — механика структурированных сред. В третьей части изложены перспективы развития представлений о геодинамических обстановках и порожденных ими структурных парагенезах: взгляд на геодинамику с позиций тектонофизики.

Книга предназначена для студентов геологических специальностей вузов, а также специалистов по структурной геологии, геотектонике, геодинамике и поиску полезных ископаемых на структурно-геологической основе.

УДК 551.24
ББК 26.324

© Гончаров М. А., Талицкий В. Г.,
Фролова Н. С., 2005
© Издательство «КДУ», 2005

ISBN 5-98227-074-1

Оглавление

Предисловие 12

Введение 16

Тектонофизика — научная дисциплина, пограничная между геотектоникой и физикой 16

Теоретическое и практическое значение понимания кинематики и динамики тектонического процесса 18

Методы тектонофизики 20

ЧАСТЬ I.
ТЕКТОНОФИЗИКА СПЛОШНОЙ (НЕСТРУКТУРИРОВАННОЙ) СРЕДЫ

ГЛАВА 1. ОСНОВЫ МЕХАНИКИ ДЕФОРМАЦИЙ И РАЗРУШЕНИЯ ТВЕРДЫХ ТЕЛ 22

1.1. Представление о земной коре как о механически неоднородной среде 23

1.1.1. Неоднородности разных рангов 23

1.1.2. Возможность применения понятия сплошной среды с учетом дискретного строения реальных геологических тел (минералов, пород, толщ) 24

1.1.3. Однородность и неоднородность, изотропия и анизотропия геологической сплошной среды 24

1.2. Тектоническое течение как сочетание поступательного движения, вращения и деформации элементарных объемов геологической сплошной среды 25

1.2.1. Понятие о течении в механике сплошной среды 25

1.2.2. О судьбе термина «течение» 27

1.2.3. Тектоническое течение 29

1.2.4. Деформация как изменение взаимного расположения частиц элементарного объема 30

1.2.5. Размерность и единицы измерения деформации 31

1.2.6. Главные оси деформации 35

1.2.7. Деформация как тензор 38

1.2.8. Эллипсоид деформации 38

1.2.9. Однородные и неоднородные деформации геологических тел 39

1.2.10. Простейшие типы деформаций 40

1.2.11. Относительность понятия однородности деформации применительно к телам разного масштабного ранга 42

1.2.12. Простейшие количественные расчеты в случаях однородной деформации 46

1.2.13. Скорости компонентов тектонического течения, их размерность и единицы измерения ... 49
1.2.14. Взаимосвязь полей скоростей поступательного движения, вращения и деформации элементарных объемов геологической сплошной среды ... 51
1.3. Напряженное состояние сплошной среды ... 55
1.3.1. Специфика определения причины тектонического течения ... 56
1.3.2. Силы ... 57
1.3.3. Одноосное напряженное состояние ... 57
1.3.4. Нормальные и касательные напряжения, их соотношение ... 60
1.3.5. Двухосное напряженное состояние ... 61
1.3.6. Трехосное напряженное состояние ... 63
1.3.7. Главные оси напряжений ... 64
1.3.8. Общее напряжение как сочетание равномерного всестороннего сжатия и девиаторного напряжения, роль этих составляющих в деформации элементарного объема ... 66
1.3.9. Размерность и единицы измерения напряжений ... 69
1.3.10. Поле напряжений ... 70
1.4. Взаимоотношение напряжений и деформаций (элементы реологии) ... 70
1.4.1. Упругая деформация ... 71
1.4.2. Предел упругости ... 73
1.4.3. Пластическая деформация ... 74
1.4.4. Механизмы пластической деформации в зависимости от ранга деформируемого тела ... 77
1.4.5. Релаксация и ползучесть ... 79
1.4.6. Связь поля напряжений с полем скоростей деформации ... 82
1.5. Прочность и разрушение тел ... 83
1.5.1. Предел прочности ... 83
1.5.2. Отрыв и скалывание ... 83
1.5.3. Хрупкое и вязкое разрушение ... 86
1.5.4. Относительность понятий о пластической и разрывной деформации в зависимости от соотношения размеров тел и нарушающих их сплошность разрывов (трещин) ... 86
1.5.5. Разрывная деформация некоторого объема среды как механизм пластической деформации более крупного объема, альтернатива пластической деформации соразмерного объема и координатор пластической деформации более мелких объемов ... 87
1.5.6. Разрывное нарушение как предельный случай неоднородности деформации ... 88
1.5.7. Виртуальный характер реконструкции тектонических напряжений ... 90

ГЛАВА 2. ОСОБЕННОСТИ МЕХАНИЗМА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ 92

2.1. Специфика тектонических деформаций, обусловленная большими объемами горных пород и длительностью процесса 92
2.1.1. Принципы физического моделирования тектонических деформаций 92
2.1.2. Условия геометрического и физического подобия 93
2.1.3. Эквивалентные материалы 94
2.1.4. Упрощение моделирования в случае автоматического выполнения условий подобия 95
2.1.5. Воспроизведение различных структурных форм с применением эквивалентных материалов 98
2.2. Деформационные свойства горных пород и толщ 98
2.2.1. Различия и изменчивость деформационных свойств горных пород и толщ при разных значениях «внешних» параметров 99
2.2.2. Роль поровых и трещинных флюидов 103
2.2.3. Зависимость деформационных свойств геологических тел от их ранга и размера (минералов, пород, слоистых толщ пород) 105
2.2.4. Влияние неоднородности и анизотропии строения тел на их деформационные свойства 105
2.3. Неустойчивость пластической деформации однородной среды 107
2.3.1. Образование шеек и трещин отрыва при растяжении слоев 107
2.3.2. Складкообразование при сжатии слоев 112
2.3.3. Концентрация деформации во все более узкой зоне при сдвиге. Разрывообразование как предельный случай неустойчивости пластической деформации 113
2.3.4. Энергетическая причина неустойчивости деформации 114
2.3.5. Усиление неустойчивости деформации в случае неоднородной среды 116
2.4. Влияние силы тяжести на тектонические деформации 118
2.4.1. Тектоническое течение, обусловленное силой тяжести 119
2.4.2. Инверсия плотности в земной коре, причины ее возникновения и ее роль в тектонических деформациях 122
2.4.3. Критерий устойчивости Рэлея 127
2.4.4. Условия возникновения конвекции 128
2.4.5. Условия функционирования конвекции в линейной или купольной формах 130

ГЛАВА 3. РЕКОНСТРУКЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ И НАПРЯЖЕНИЙ 134

3.1. Реконструкция и анализ деформаций и напряжений 135
3.1.1. Особенности реконструкции деформаций и напряжений 135
3.1.2. Значение количественной оценки деформаций горных пород и толщ 137
3.1.3. Специфика геологической среды, которую надо учитывать при реконструкции деформаций и напряжений 138

3.1.4. Что такое стрейн-анализ ... 140
3.1.5. Некоторые определения ... 141
3.2. Природные индикаторы деформаций в земной коре: деформированные объекты разного масштаба ... 142
3.2.1. Внутрислойные деформации ... 143
3.2.2. Деформации слоев горных пород ... 156
3.2.3. Деформации пачек слоев горных пород ... 159
3.2.4. Деформации слоистых толщ ... 160
3.2.5. Деформации массивов горных пород ... 161
3.3. Поля деформаций разного ранга ... 163
3.4. Приблизительная количественная оценка деформаций и напряжений ... 166
3.4.1. Понятие о стрейн-фациях («тектонофациях») и полуколичественная оценка деформаций ... 167
3.4.2. Понятие о стресс-фациях и качественная оценка величины напряжений ... 167
3.4.3. Количественная оценка величины напряжений в простейших случаях ... 168

ГЛАВА 4. СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ ... 170

4.1. Элементарные геодинамические обстановки ... 170
4.1.1. Комбинаторный анализ различных вариантов элементарных геодинамических обстановок ... 171
4.1.2. Роль первоначально горизонтальной слоистости в принципиальном различии элементарных геодинамических обстановок ... 173
4.1.3. Представление реальных геодинамических обстановок в земной коре в виде сочетания элементарных обстановок ... 174
4.2. Структурные формы (элементы структурных парагенезов) в разных элементарных геодинамических обстановках ... 175
4.2.1. Горизонтальное сжатие ... 176
4.2.2. Горизонтальное растяжение ... 176
4.2.3. Горизонтальный сдвиг в горизонтальной плоскости ... 176
4.2.4. Горизонтальный сдвиг в вертикальной плоскости ... 178
4.2.5. Вертикальный сдвиг ... 180
4.3. Пространственное сочетание элементарных геодинамических обстановок и соответствующих им структурных парагенезов как результат компенсационной организации тектонического течения в земной коре ... 182
4.3.1. Взаимная компенсация вертикальных и горизонтальных тектонических движений ... 183
4.3.2. Компенсация (в шахматном порядке) горизонтального сжатия на одних участках горизонтальным растяжением на соседних (по латерали и вертикали) участках ... 185

4.3.3. Геодинамическая ячейка: координация компенсирующих друг друга движений и деформаций вращением отдельных участков ... 186
4.3.4. Структурная ячейка как комплекс взаимно совместимых структурных парагенезов ... 192
4.3.5. Две формы поверхностного горизонтального потока ... 193
4.4. Смена элементарных геодинамических обстановок и наложение соответствующих им структурных парагенезов в процессе тектонического течения ... 196
4.4.1. Координаты Эйлера для характеристики поступательного движения и вращения и координаты Лагранжа для характеристики деформации ... 196
4.4.2. Роль поступательной компоненты тектонического течения в перемещении элементарных объемов горных пород на участки с иной геодинамической обстановкой ... 198
4.4.3. Роль вращательной компоненты тектонического течения в изменении знака или направления деформации элементарного объема ... 199
4.4.4. Последовательное наложение разных структурных парагенезов и проблема механизма их наложения ... 200
4.4.5. Моделирование на ЭВМ в компьютерном классе ... 202

ЧАСТЬ II.
ТЕКТОНОФИЗИКА СТРУКТУРИРОВАННОЙ СРЕДЫ

ГЛАВА 5. ФИЗИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ К ИЗУЧЕНИЮ ДЕФОРМАЦИЙ СТРУКТУРНО-НЕОДНОРОДНЫХ СРЕД ... 204
5.1. Атомно-молекулярный подход ... 204
5.1.1. Идеальный кристалл ... 205
5.1.2. Реальные кристаллические структуры ... 207
5.1.3. Механизмы пластичности кристаллов ... 210
5.1.4. Влияние внешних условий деформирования на пластичность кристаллов ... 213
5.2. Физическая мезомеханика структурно-неоднородных сред ... 217
5.2.1. Сущность мезомасштабного подхода к изучению свойств и деформаций твердых тел ... 218
5.2.2. Релаксационный подход к изучению пластической деформации ... 219
5.2.3. Синергетический подход к изучению пластической деформации ... 220

ГЛАВА 6. МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ С УЧЕТОМ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ ... 222
6.1. Новые подходы к моделированию геологической среды и протекающих в ней динамических процессов ... 222

6.1.1. Роль неоднородности геологической среды в протекании динамических процессов ... 223
6.1.2. О связных и разрывных деформациях ... 224
6.2. Экспериментальное изучение деформаций структурированных сред в приложении к механизмам тектогенеза ... 227
6.2.1. Влияние исходных неоднородностей среды на структурный результат деформаций ... 228
6.2.2. Роль структурных неоднородностей в процессах деформирования ... 231
6.3. Динамическая модель структурообразования в геологической среде ... 242
6.3.1. Структурные уровни деформаций геологической среды ... 242
6.3.2. Функциональные различия уровней геологических структур ... 243
6.3.3. Релаксационный подход к описанию тектонических деформаций ... 245
6.3.4. Взаимосвязь релаксации напряжений со структурными неоднородностями геологической среды ... 247

ГЛАВА 7. МЕХАНИЗМЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ И ФОРМИРОВАНИЕ ПАРАГЕНЕЗОВ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ ... 251

7.1. Деформации уровня зерен и проблема микротекстур ... 251
7.2. Морфология плоскостных микротекстур ... 255
7.2.1. Межзерновой кливаж ... 255
7.2.2. Сланцеватость ... 257
7.2.3. Кливаж плойчатости ... 259
7.3. Генезис микротекстур ... 261
7.3.1. Механизм образования межзернового кливажа ... 262
7.3.2. Образование сланцеватости ... 267
7.3.3. Генезис кливажа плойчатости ... 269
7.4. Складчатые деформации ... 271
7.4.1. Некоторые особенности строения и деформирования геологической среды на уровне слоев ... 272
7.4.2. Теоретические и экспериментальные исследования формирования складок продольного изгиба ... 275
7.5. Разрывные нарушения ... 276
7.5.1. Природа тектонических разрывов ... 277
7.5.2. Причины и механизмы зарождения зон локализованной деформации ... 278
7.6. Механизмы формирования некоторых наиболее широко распространенных парагенезов разномасштабных структурных форм ... 286
7.6.1. Кливажные парагенезы ... 286
7.6.2. Кливажно-складчатые парагенезы ... 292
7.6.3. Структурные парагенезы блоковых деформаций ... 303

7.7. Деформационные объемные эффекты и связанные с ними парагенезы структурных форм ... 306
7.7.1. Дилатансионные эффекты при механических испытаниях горных пород ... 307
7.7.2. Деформационные объемные эффекты в реальной геологической среде ... 309
7.7.3. Деформационно-химические парагенезы ... 312
7.7.4. Роль объемных эффектов в механизмах структурообразования ... 313

ГЛАВА 8. СКЛАДЧАТО-ПОКРОВНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ ... 322

8.1. Понятие покровов (шарьяжей) и их классификация ... 322
8.2. Строение покровов-пластин и условия их образования ... 325
8.2.1. Характеристика комплексов, слагающих покровы-пластины, и основные черты структуры ... 325
8.2.2. Условия формирования покровов-пластин ... 329
8.2.3. Структурные парагенезы складчато-покровных областей ... 332
8.2.4. Кинематика движения покровов-пластин ... 333
8.2.5. Складки в складчато-покровных областях ... 334
8.2.6. Шарьяжные системы ... 337
8.2.7. Структуры шарьяжного парагенеза в физических моделях ... 338
8.3. Кинематическое моделирование шарьяжей ... 340
8.3.1. Роль кинематического моделирования ... 340
8.3.2. Компьютерное моделирование ... 341
8.4. Проблема происхождения покровов ... 346

ЧАСТЬ III.
ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ И ПОРОЖДЕННЫХ ИМИ СТРУКТУРНЫХ ПАРАГЕНЕЗАХ

ГЛАВА 9. ПАРАГЕНЕЗ РИФТОВЫХ ДОЛИН И ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ СРЕДИННО-ОКЕАНСКИХ ХРЕБТОВ КАК ПРИМЕР СОЧЕТАНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ МЕХАНИКИ СПЛОШНОЙ СРЕДЫ И МЕХАНИКИ СТРУКТУРИРОВАННОЙ СРЕДЫ ... 353

9.1. Кливаж ... 354
9.2. Трансформные разломы срединно-океанских хребтов ... 356

ГЛАВА 10. РАНГОВЫЙ АНАЛИЗ – ОБЩАЯ ТЕНДЕНЦИЯ РАЗВИТИЯ УЧЕНИЯ О СТРУКТУРНЫХ ПАРАГЕНЕЗАХ ... 365

10.1. Термины, используемые в ранговом анализе структурных парагенезов ... 365
10.1.1. Геодинамические и структурные домены ... 365
10.1.2. Геодинамические и структурные ячейки ... 366
10.1.3. Геодинамические и структурные системы ... 367
10.2. Понятие о рангах геодинамических систем и соответствующих им структурных систем ... 367

10.2.1. Иерархия конвективных геодинамических и структурных систем ... 368
10.2.2. Иерархия «неконвективных» геодинамических и структурных систем ... 376
10.2.3. Иерархическое чередование пластической и разрывной деформаций ... 379
10.2.4. Понятие о пяти аспектах организации геодинамических и соответствующих им структурных систем ... 381

ГЛАВА 11. ВВЕДЕНИЕ В ГЕОДИНАМИКУ ИЕРАРХИЧЕСКИ СОПОДЧИНЕННЫХ ГЕОСФЕР ... 383

11.1. Необходимость модернизации концепции тектоники литосферных плит ... 383
11.1.1. «Фиксизм» и «мобилизм» ... 383
11.1.2. Ограниченность концепции тектоники литосферных плит ... 384
11.1.3. Иерархия геосфер и толщ Земли как основа создания концепции иерархической геодинамики ... 386
11.2. Надглобальная геодинамическая система 0-го ранга (ГС-0) ... 387
11.2.1. Западная и северная компоненты дрейфа континентов ... 388
11.2.2. Надглобальная геодинамическая система 0-го ранга (ГС-0) ... 389
11.2.3. Ячейка и домены ГС-0 ... 391
11.3. Глобальная геодинамическая система 1-го ранга (ГС-1) ... 395
11.3.1. Тектоника литосферных плит как «претендент» на роль ГС-1 ... 395
11.3.2. Двухъячейковая геодинамическая система 1-го ранга (ГС-1) ... 400
11.3.3. Интерференция геодинамических систем 0-го и 1-го рангов (ГС-0 и ГС-1) ... 409
11.4. Субглобальная геодинамическая система 2-го ранга (ГС-2) ... 415
11.4.1. Плейт-тектоника и плюм-тектоника ... 415
11.4.2. Элементы плейт-тектоники как составные части геодинамической системы 2-го ранга (ГС-2): спрединг ... 420
11.4.3. Элементы плейт-тектоники как составные части геодинамической системы 2-го ранга (ГС-2): субдукция ... 427
11.4.4. Элементы плейт-тектоники как составные части геодинамической системы 2-го ранга (ГС-2): коллизия ... 428
11.4.5. Интерференция геодинамических систем 1-го и 2-го рангов (ГС-1 и ГС-2) ... 429
11.4.6. Возможное функционирование ГС-2 ниже верхней мантии ... 430
11.5. Надрегиональная геодинамическая система 3-го ранга (ГС-3) ... 431
11.5.1. Геодинамическая система 3-го ранга (ГС-3): купольная форма конвекции ... 432
11.5.2. Геодинамическая система 3-го ранга (ГС-3): валиковая форма конвекции ... 437
11.5.3. Интерференция геодинамических систем 2-го и 3-го рангов (ГС-2 и ГС-3) ... 444

11.6. Региональная геодинамическая система 4-го ранга (ГС-4) 445
11.7. Геодинамический парагенез конвекции и адвекции в геосферах разного ранга 445
11.7.1. Различная «судьба» терминов «конвекция» и «адвекция» 446
11.7.2. Отличие конвекции от адвекции 447
11.7.3. Адвекция в геодинамических системах (ГС) разного ранга 448
11.8. Перспективы развития концепции геодинамики иерархически соподчиненных геосфер 452
11.8.1. Внеранговая «геодинамическая константа»: отношение мощности геодинамических систем к длительности геодинамических циклов разного ранга 453
11.8.2. Положение континентов в иерархии геодинамических систем 455
11.8.3. Концепция нелинейности применительно к иерархической геодинамике 456
11.8.4. Иерархическая геодинамика и металлогения 458

Заключение. Современное состояние и перспективы тектонофизики 461

Этапы развития тектонофизики 461
Современное состояние тектонофизики 461
Перспективы тектонофизики 463

Предметный указатель 467

Рекомендуемая литература 470

Приложение 1. Список обозначений физических величин и некоторых символов 480

Приложение 2. Список формул (с краткими пояснениями) 484

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последние годы выпущено множество учебников по разным разделам геологии (по общей геологии, структурной геологии, геотектонике, геоморфологии, петрологии, полезным ископаемым и многим другим). Существенным пробелом на этом фоне выглядит отсутствие учебника по тектонофизике: за все время становления этого раздела геологии, т. е. с 40-х гг. XX в., ни один учебник так и не был написан. Поэтому и по сей день приходится рекомендовать студентам учебник по структурной геологии почти 20-летней давности (Белоусов, 1986), где вопросы тектонофизики освещаются лишь в нескольких небольших главах.

Следует отметить, что отсутствуют не только учебники, но и достаточно полные научные монографии по тектонофизике. Первая и последняя такая монография появилась еще в 1975 г. (Гзовский, 1975). Она является в значительной мере фрагментарной, поскольку была скомплектована сотрудниками М. В. Гзовского уже после кончины исследователя (в 1970 г.) из его научных публикаций, относящихся к 40–60-м гг. XX в. К настоящему времени вышли в свет лишь монографии, освещающие *отдельные аспекты* тектонофизики, такие как складкообразование (Очерки... 1977; Эз, 1985; Паталаха, 1985; Гончаров, 1988), разломообразование (Гинтов, Исай, 1988; Разломообразование... 1991, 1992, 1994), поля тектонических напряжений (Шерман, Днепровский, 1989), экспериментальная тектоника (Методы моделирования... 1988; Экспериментальная тектоника... 1989). Недавно вышли в свет два сборника статей по тектонофизике, посвященные памяти М. В. Гзовского (М. В. Гзовский... 2000; Тектонофизика сегодня... 2002), также освещающие лишь некоторые аспекты тектонофизики.

Предлагаемое вниманию читателей учебное пособие основано на опыте преподавания на геологическом факультете МГУ (студентам 4-го курса двух кафедр — кафедры динамической геологии и кафедры исторической геологии и истории Земли) курса, который был создан в 1973 г. по инициативе одного из основателей отечественной тектонофизики, чл.-корр. АН СССР проф. В. В. Белоусова, под названием «Специальные главы структурной геологии». В 1987–1988 гг. этот курс был преобразован в два последовательных курса: «Физические основы структурной геологии» (в осеннем семестре) и «Учение о структурных парагенезах» (в весеннем семестре). С 1998 г. он был еще раз модернизирован и превращен в фундаментальный курс «Тектонофизика», состоящий из двух частей, читаемых соответственно в осеннем и весеннем семестрах, со сдачей экзамена по его завершении. Все это время, начиная

с 1973 г., он непрерывно совершенствовался, не только в связи с бурным развитием тектонофизики в последнюю четверть XX в. и использованием соответствующей литературы, но также в значительной степени посредством внедрения результатов исследований, проводимых самими авторами в лаборатории тектонофизики и геотектоники им. В. В. Белоусова кафедры динамической геологии геологического факультета МГУ. Эти исследования были направлены на выявление и воспроизведение структурообразования в тектоносфере и сочетали специальные полевые наблюдения в различных регионах с физическим и компьютерным моделированием. В поле зрения исследователей попали структуры самого разного масштаба: от кливажа складчатых областей до трансформных разломов срединно-океанских хребтов. Эти поиски были поддержаны многочисленными грантами, главным образом по программе «Университеты России» и по проектам РФФИ.

Стержневой идеей данного учебного пособия является представление о *взаимосвязи* трех основных категорий: 1) геологической среды (объект); 2) тектонических сил и напряжений (воздействие на объект); 3) тектонических движений и деформаций (следствие воздействия на объект) по аналогии с фундаментальными законами физики (например, со вторым законом Ньютона). В *первой части* названная взаимосвязь трактуется на базе **механики сплошной (неструктурированной) среды**. Во *второй части* она преподносится на основе **механики структурированной среды** с введением понятия о концентраторах напряжений разного масштаба, приводящих к формированию разновременных и разномасштабных структурных парагенезов. В *третьей части* изложены перспективы развития представлений о геодинамических обстановках, возникающих вследствие компенсационной организации тектонического течения в геосферах разного ранга и порожденных ими структурных парагенезах.

Курс «Тектонофизика» основан на предшествующих фундаментальных курсах «Общая геология», «Физика» и «Структурная геология и геологическое картирование» и увязан с фундаментальными курсами «Геоморфология» и «Геотектоника». Объем курса составляет 36 часов (24 часа в осеннем семестре с последующим зачетом и 12 часов в весеннем семестре с последующим экзаменом за оба семестра). Практика преподавания показала, что одни только лекции студенты воспринимают неэффективно. Поэтому 12 часов (в осеннем семестре) отводится на практические занятия, и в результате на лекции остается только 24 часа (12 лекций). За это время студентам можно преподнести лишь некий «ликбез» по столь сложному предмету, как тектонофизика. К тому же студенты упомянутых выше кафедр получают на геологическом факультете МГУ весьма скромные знания по математике и физике, столь необходимые для усвоения курса «Тектонофизика». С учетом всех этих обстоятельств предлагаемое учебное пособие следует рассматривать именно как «Введение в тектонофизику», где излагаются лишь самые элементарные сведения об этой области науки.

Основная цель курса — не только приобретение будущими бакалаврами (специалистами с университетским начальным образованием) конкретных знаний в области тектонофизики. Вполне возможно, что подавляющее большинство из них в дальнейшем не будут заниматься не только тектонофизикой, но и вообще геологией. Поэтому курс предусматривает преподнесение предмета таким образом, чтобы студенты не столько пассивно воспринимали некую обширную информацию, сколько активно размышляли вместе с преподавателями над различными проблемами и парадоксами и тем самым развивали навыки самостоятельного мышления, которое может пригодиться им в их дальнейшей профессиональной деятельности, с какой бы отраслью знаний она ни была связана.

Другими словами, слушатели этого курса должны в итоге не только получить специальные знания по конкретному предмету, но и научиться ориентироваться в жизненных ситуациях. Приведем конкретные примеры.

1. Деформация геологических тел является реакцией этих тел на приложенные к ним (или существующие внутри них) напряжения. Это же правило можно применить как к жизни отдельных людей, так и общества в целом. Передаточным звеном между напряжениями и деформациями являются свойства геологических тел (аналогично — свойства людей и общества).

2. Напряжения и деформации обладают иерархической структурой (как и общество, начиная от семьи и кончая политическими партиями).

3. Напряжения и деформации взаимно скомпенсированы (сжатие в одном месте подразумевает растяжение в другом), как и связи между людьми, их коллективами и т. п.

4. Деформации бывают упругие, пластические и разрывные в зависимости от различных условий (не так ли обстоит дело и в человеческом обществе?).

5. В деформациях участвуют твердая и жидкая фазы (аналогии — «жесткие» и «мягкие» люди, устойчивые и неустойчивые предприятия и т. п.).

Говоря об особенностях предлагаемого пособия, следует отметить тот факт, что большинство литературы по тектонофизике опубликовано на английском языке. Данное обстоятельство оказывает специфическое влияние на изучение студентами соответствующей терминологии. Некоторые тектонофизические термины (например, *pure shear*) имеют различные по смыслу русскоязычные аналоги, другие (например, *detachment*, *ramp*) вовсе не имеют пока аналогов в русском языке. На такие термины в пособии обращается особое внимание. Это особенно полезно для тех студентов, которым придется в будущем выступать на международных конференциях или проходить стажировку за рубежом.

В связи с тем что большинство геологов получают лишь базовую подготовку по физике и математике, изложение физико-математических аспектов тектонофизики дается на понятном, не перегруженном специальной терминологией языке, с применением минимума простейших формул (список фор-

мул с краткими пояснениями, а также список обозначений физических величин даны в приложениях к настоящему пособию).

Неординарность изложения вопросов тектонофизики в предлагаемом пособии может представить интерес не только для студентов и преподавателей, но и для более широкого круга геологов — специалистов как непосредственно по тектонофизике, так и по структурной геологии, геотектонике, геодинамике и структурному анализу месторождений полезных ископаемых.

Приводим **список авторов** пособия: введение, главы 1, 2, 4, 10, 11, заключение — М. А. Гончаров, главы 5–7 — В. Г. Талицкий, глава 8 — Н. С. Фролова, главы 3 и 9 — М. А. Гончаров, Н. С. Фролова.

За обстоятельную рецензию и замечания, способствовавшие улучшению работы, авторы глубоко признательны проф. В. П. Филиппову, доц. Л. В. Милосердовой и доц. А. В. Мацере (РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина).

Авторы благодарят доктора геол.-мин. наук В. Н. Шолпо (ОИФЗ РАН) и своего коллегу по кафедре динамической геологии геологического факультета МГУ ст. н. с. А. А. Наймарка за тщательный анализ рукописи учебного пособия.

Особую благодарность авторы выражают заведующему кафедрой динамической геологии геологического факультета МГУ проф. Н. В. Короновскому за многолетние настойчивые напоминания о необходимости создания первого в России ученого пособия по тектонофизике, постоянное внимание к процессу создания этого пособия и организацию его издания.

ВВЕДЕНИЕ

ТЕКТОНОФИЗИКА — НАУЧНАЯ ДИСЦИПЛИНА, ПОГРАНИЧНАЯ МЕЖДУ ГЕОТЕКТОНИКОЙ И ФИЗИКОЙ

Тектонофизика, в соответствии со своим названием, объединяет в себе элементы геотектоники и физики. Как известно, физика состоит из многих разделов. Первый из них — это механика. Именно о применении механики здесь и пойдет речь (однако одной механикой мы не ограничимся: например, при характеристике конвективных процессов в тектоносфере будет затронут другой раздел физики — учение о теплоте).

Механика включает в себя статику (равновесие сил), кинематику и динамику. В тектонофизике также можно выделить эти три раздела.

Статика — это современная структура земной коры (или более глубоких геосфер, по геофизическим данным), т. е. то, что геологи наблюдают в настоящий момент. Это область применения структурной геологии и геотектоники в узком смысле. (В более широком смысле во всех учебниках по структурной геологии и геотектонике обычно содержатся сведения о механизме и генезисе структурных форм разного масштаба, т. е. по существу сведения из области тектонофизики.) На практике это выражается в геокартировании, т. е. в построении различных карт (геологических, тектонических и др.) и геологических разрезов. В итоге выявляются складки, разрывы и другие структурные формы как **результат** некоторого процесса.

В связи с вышеизложенным возникает следующий вопрос — что это за **процесс**? Какие **движения** произошли в земной коре, что образовались складки, разрывы и другие структурные формы? Здесь мы вступаем в следующий раздел механики — **кинематику**. Приведем два примера, один почти очевидный, другой менее очевидный.

На рис. 1 изображен взброс.

С самим фактом перемещения, его направлением и амплитудой здесь все ясно, за исключением того, что на рисунке обозначено перемещение одного крыла лишь **относительно** другого. Что же касается направления **абсолютного** перемещения каждого из крыльев взброса, то здесь возможны пять вариантов: 1) так, как изображено на рисунке, т. е. висячее крыло смещено кверху, а лежачее — книзу; 2) висячее крыло смещено кверху, а лежачее было неподвижно; 3) висячее крыло смещено кверху, а лежачее — тоже кверху, но с меньшей амплитудой; 4) висячее крыло было неподвижно, а лежачее смещено книзу; 5) висячее крыло смещено книзу, а лежачее — тоже книзу, но с большей амплитудой. Этот вопрос в текто-

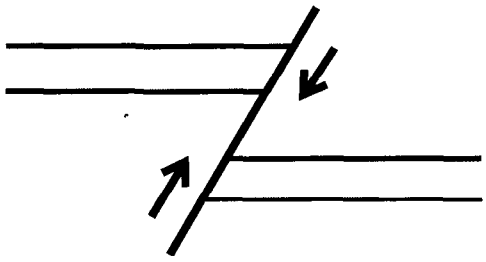


Рис. 1. Взброс. Определенность в направлении *относительного* смещения крыльев и неопределенность в направлении их *абсолютного* смещения (пять возможных вариантов, пояснения в тексте)

нофизике практически не разработан. Некоторые способы его разрешения будут описаны ниже, при характеристике крупных сдвигов.

Рассмотрим теперь другой пример. На рис. 2*а* изображены элементы залегания слоев вдоль профиля. По ним можно построить геологический разрез со складкой дуговидной формы (рис. 2*б*) и сделать вывод о том, что эта складка образовалась в результате горизонтального сжатия, обозначенного стрелками. Но затем, при более детальном исследовании, на ее крыле обнаруживаются трещины, перпендикулярные слоям и выполненные кварцевым материалом (рис. 2*в*). Это свидетельствует о горизонтальном растяжении слоев на своде антиклинали, которое можно объяснить лишь действием вертикальных усилий, приложенных к слоям так, как обозначено на рисунке стрелкой. Поэтому и складка должна иметь коробчатую, а не дуговидную форму.

Другими словами, для составления более корректного геологического разреза необходимо реконструировать **кинематику** складкообразования. А последняя определяется направлением действующих сил, т. е. **динамикой** процесса. Кинематика и динамика процесса структурообразования в совокупности составляют то, что обычно называют **механизмом формирования** структурных форм и их сочетаний.

Итак, предмет **тектонофизики** — это изучение **механизма** формирования структурных форм (в первую очередь складок и разрывов) и их сочетаний, выявленных по данным геокартирования.

В этом отношении тектонофизика существенно отличается от собственно физики. Специалисты в области физики обычно непосредственно изучают сам **процесс** путем его воспроизведения в лабораторной или природной обстановке. Геологи же видят перед собой лишь **результат** процесса, и им приходится решать **обратную** задачу, реконструируя процесс по его результату. А, как известно, обратные задачи всегда сложнее прямых: решение обратных задач зачастую **неоднозначно**. Если к этому прибавить, что физика развивается с античных времен, а тектонофизика в основном лишь со второй половины XX в., то становится совершенно очевидным значительное отставание тектонофизики от собственно физики.

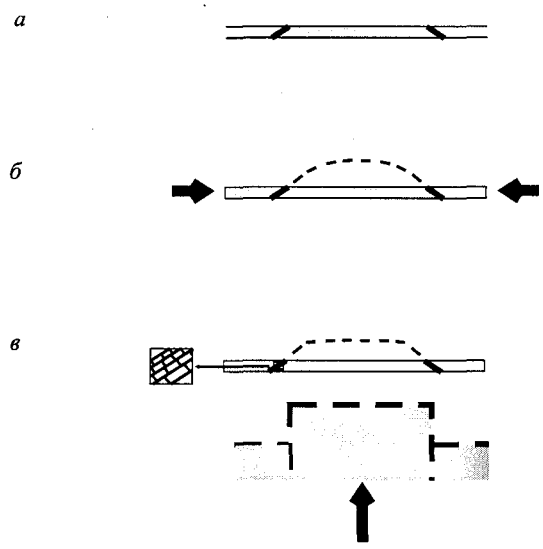


Рис. 2. Выбор варианта кинематической интерпретации процесса формирования складки и построения геологического разреза сначала только по рекогносцировочным данным (*а*→*б*), а затем с учетом обнаружения трещин отрыва на крыле складки (*в*)

ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ПОНИМАНИЯ КИНЕМАТИКИ И ДИНАМИКИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Возникает естественный вопрос — **зачем** нужна тектонофизика? Может быть, для человечества вполне достаточно информации о современной структуре земной коры? Однако существуют три главные причины, из-за которых тектонофизика последовательно развивается, особенно в последние десятилетия.

Во-первых, тектонофизика преследует чисто научные, **познавательные** цели. Геологам всегда было интересно, подвергается ли земная кора сжатию или растяжению, какова роль вертикальных и горизонтальных движений и т. п. Без этого нельзя судить о глубинных процессах. Например, каждый геолог знает, что при горизонтальном сжатии некоторый участок земной коры испытывает горизонтальное укорочение и складкообразование (если укорочению подвергается слоистая толща). В то же время для сохранения постоянства объема этот участок подвергается компенсационному удлинению по вертикали. Однако на некоторой глубине под действием веса вышележащих толщ в земной коре господствует обстановка всестороннего сжатия, в том числе и по вертикали. Каким же образом сочетаются *напряжение* вертикального сжатия и *деформация* вертикального растяжения? Тектонофизика успешно разрешает подобные парадоксы.

Во-вторых, тектонофизика помогает проводить более качественную **геологическую съемку**. Тектонофизика позволяет выяснить стиль структуры по механизму ее формирования. Например, по разным причинам при проведении

маршрута невозможно изучить все складки подряд. К тому же их нижние части скрыты под земной поверхностью, а верхние размыты. Если снова обратиться к рис. 2, то из факта растяжения слоев можно сделать вывод о коробчатой форме антиклинали в отличие от случая горизонтального сжатия слоистого массива, приводящего к образованию антиклиналей дуговидной формы.

В-третьих, тектонофизика способствует более целенаправленному **поиску месторождений полезных ископаемых**. На рис. 3*а* изображена коробчатая антиклиналь, которая, как и антиклиналь на рис. 2*в*, сформировалась под действием вертикальных усилий. Разломы, ограничивающие поднятый блок фундамента, проникли и в осадочный чехол в виде пары взбросов. В то же время на своде антиклинали, в обстановке горизонтального растяжения, возник грабен, ограниченный парой сбросов. Если имеется подозрение на связь названных разломов с оруденением, то следует обратить внимание на взбросы, так как они первичны по отношению к антиклинали, поскольку именно вдоль них поднимался блок фундамента. Следовательно, они имеют определенную глубину заложения и могут служить подводящими каналами для рудных растворов. Этого нельзя сказать о сбросах, которые вторичны и имеют неглубокое заложение. Для складок же, образованных в результате горизонтального сжатия, характерны так называемые седловидные жилы, приуроченные к замку антиклинали, где в результате такого сжатия происходит отслоение компетентных (более вязких) слоев и образующаяся «пустота» заполняется минеральным веществом (рис. 3*б*).

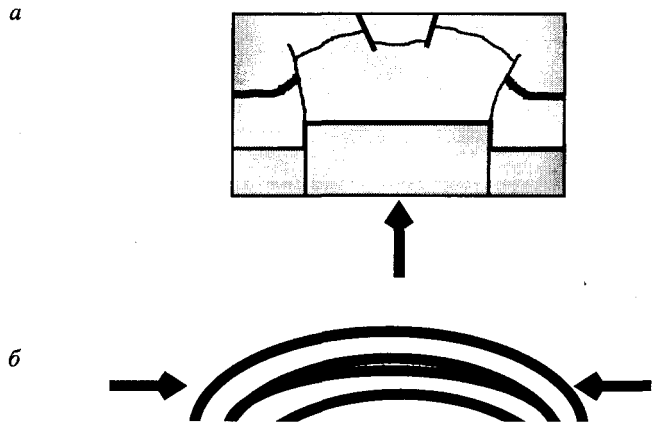


Рис. 3. Возможная локализация рудных залежей в складках разного генезиса. *а* — складка *поперечного* изгиба, обусловленного подъемом блока кристаллического фундамента (темно-серый цвет). В отличие от субвертикальных разрывов (взрезов), зародившихся на глубине и потенциально рудоносных, сбросы на поверхности, образовавшиеся в результате растяжения осадочного чехла (светло-серый цвет), имеют неглубокое заложение и поэтому «безрудны». *б* — складка *продольного* изгиба, обусловленного горизонтальным сжатием. В ее замковой части в результате отслоения слоев создается пространство, заполняемое потенциально рудоносным материалом («седловидная жила»)

МЕТОДЫ ТЕКТОНОФИЗИКИ

Продолжая проводить аналогии между физикой и тектонофизикой, вспомним, что физики делятся на физиков-теоретиков и физиков-экспериментаторов. Первые не только создают теорию на основе результатов эксперимента, но часто предсказывают эти результаты, совершая открытия «на кончике пера» (например, ставшие легендой предсказания элементарных частиц в ядерной физике). В тектонофизике до такого «высшего пилотажа» дело еще не дошло. Об этом свидетельствует ее резко асимметричная дихотомическая структура (рис. 4). Разнообразие «практических» разделов тектонофизики явно преобладает над «теоретическими». Последний пока еще остается в основном на уровне **эмпирических** обобщений «практических» разделов. Хотя, как будет показано ниже, в связи с внедрением компьютерного моделирования можно говорить о появлении ростков **предсказательности**.

Та практика, из которой тектонофизика черпает свой фактический материал, подразделяется на полевую и лабораторную. Первая подразумевает работу с толщами пород и работу с образцами пород. Из этого подразделения вытекают главные методы тектонофизики (ср. с цифрами в кружках на рис. 4).

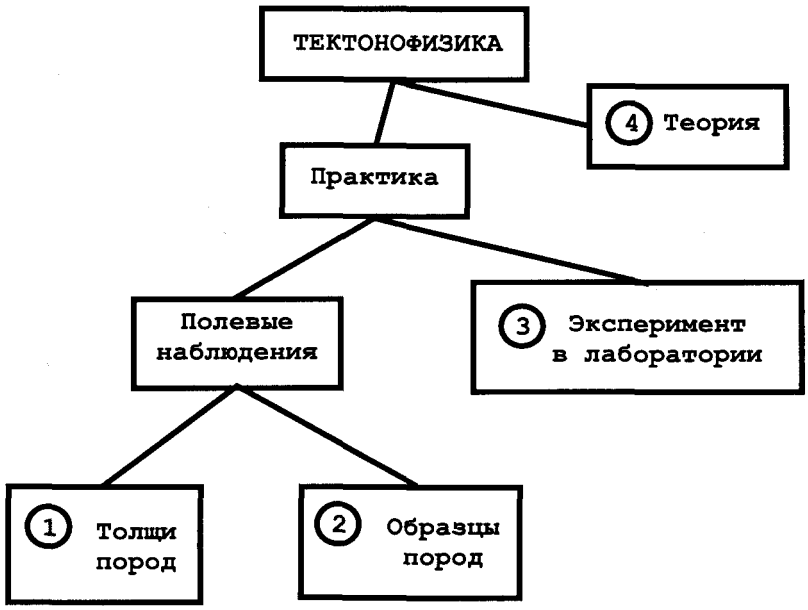


Рис. 4. Методы тектонофизики (пояснения в тексте)

1. **Структурный** — полевые наблюдения, во время которых данные об **общей** структуре дополняются сведениями о **мелких** структурных формах (мелких складках, разрывах, кливаже, будинаже и т. п.).
2. **Микроструктурный** анализ образцов пород.

3. **Экспериментальный** — воспроизведение структуры в лаборатории.

4. **Теоретический** — создание теории деформаций пород и толщ. Фундамент ее взят из механики (в основном из теории сопротивления материалов — так называемого «сопромата»). Но в «сопромате» обычно ограничиваются **малыми** деформациями, когда тела изменяют свои размеры не более чем на 1 %. Изменение же размера, скажем, в два раза — это такая деформация, когда машина или конструкция превращаются в металлолом, и такая ситуация уже выпадает из круга интересов «сопромата». Тектонофизике же, как правило, приходится оперировать как раз большими деформациями, например, при изучении формирования складчатости — ведь никакие строительные материалы невозможно так изогнуть, как слои в природной складке. Поэтому теорию тектонофизики пришлось разрабатывать самим геологам.

В данной книге ввиду ее малого объема нет возможности представить даже краткий обзор истории тектонофизики. Отметим лишь, что выдающуюся роль в развитии отечественной тектонофизики сыграли В. В. Белоусов и М. В. Гзовский — «отцы-основатели». Названия их главных трудов приведены в списке литературы.

Часть I

ТЕКТОНОФИЗИКА СПЛОШНОЙ (НЕСТРУКТУРИРОВАННОЙ) СРЕДЫ

ГЛАВА 1

ОСНОВЫ МЕХАНИКИ ДЕФОРМАЦИЙ И РАЗРУШЕНИЯ ТВЕРДЫХ ТЕЛ

Как говорилось выше, тектонофизика — это научная дисциплина, пограничная между геотектоникой и физикой. Поэтому имеет смысл все время проводить аналогию с простейшими законами физики. Физика же рассматривает тела, с которыми что-то происходит. То есть некий **объект** под действием какой-то **причины** подвергается некоторому **процессу**. Приведем в качестве простейшего примера второй закон Ньютона, на который мы будем ссылаться и в дальнейшем:

$$F = ma. \tag{1.1}$$

Здесь объект с массой m под действием силы F получает ускорение a. Сразу, с самой первой формулы отметим правило, которым руководствуются в физике при выборе буквенных обозначений физических величин — это начальные буквы их английских названий. В данном случае это *mass*, *force* и *acceleration*. При этом прописная буква (в данном случае F) употреблена потому, что строчная f уже «задействована» для обозначения функции (*function*). Последнее наиболее наглядно иллюстрируется обозначениями времени t (*time*) и температуры T (*temperature*), с которыми мы столкнемся ниже. Соблюдение этого правила позволяет представлять формулы тектонофизики в наиболее адекватном «физическом» виде. В качестве «отрицательного примера» можно привести часто употребляемые в петрологии так называемые «*PT*-условия», где давление (*pressure*) следовало бы обозначать строчной буквой p: «pT-условия».

В **тектонофизике** в качестве **объекта** выступают отдельные участки земной коры (а в последнее время — и мантии). В качестве **процессов** — движения, деформации и разрушение под **действием** сил и напряжений. Описание триады «объект — процесс — причина» имеет смысл начать с объекта.

1.1. ПРЕДСТАВЛЕНИЕ О ЗЕМНОЙ КОРЕ КАК О МЕХАНИЧЕСКИ НЕОДНОРОДНОЙ СРЕДЕ

Земная кора — это механически неоднородная среда. Она состоит из геологических тел — зерен минералов, слоев или массивов горных пород, толщ горных пород и т. п., — обладающих разными физическими, в том числе деформационными, свойствами.

1.1.1. Неоднородности разных рангов

Неоднородности земной коры имеют разный ранг. Приведем примеры, применяя пока менее строгую, но часто употребляемую геологами терминологию («жесткий» — «пластичный»). Пластичная нижняя кора и жесткая верхняя кора; жесткий фундамент и пластичный чехол; жесткие тектонические блоки и разделяющие их пластичные зоны глубинных разломов; жесткие и пластичные толщи разного состава; жесткие и пластичные слои разного состава; породы из жестких и пластичных минералов; «пластичные» дефекты в «жестких» кристаллических решетках минералов.

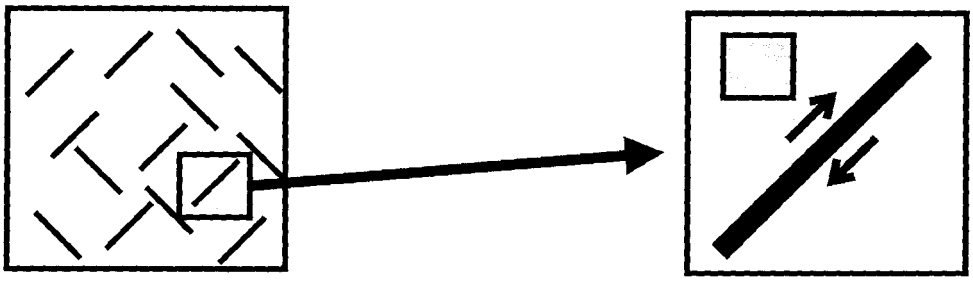
В физике же хорошо разработана лишь механика сплошной среды, однородной и изотропной. Строгое определение сплошной среды таково. Некоторый объем размера L (от английского *length* — длина) считается заполненным сплошной средой, если он состоит из элементарных объемов, размеры l которых значительно меньше размера интересующего нас объема ($l << L$) и в то же время значительно больше размера элементарных частиц среды (атомов, молекул или ионов). В качестве примера можно привести воду в стакане (интересующий нас объем) и каплю этой воды (элементарный объем, содержащий достаточно большое количество молекул воды, размеры которых значительно меньше размера капли).

Итак, при характеристике сплошной среды необходимо всегда иметь в виду следующие *три категории*: 1) **изучаемый** объем; 2) **элементарные** объемы, по которым можно судить о состоянии среды в разных местах изучаемого объема; 3) **элементарные частицы** среды, свойства которых существенно отличаются от свойств элементарных объемов среды (пример — отличие свойств молекул воды от свойств ее капель).

Эти принципы механики сплошной среды можно приложить и к тектонофизике, учитывая сказанное выше о **рангах** неоднородностей. (В части II будут рассмотрены перспективы применения в тектонофизике зарождающейся области физики — механики структурированной среды.)

1.1.2. Возможность применения понятия сплошной среды с учетом дискретного строения реальных геологических тел (минералов, пород, толщ)

Как уже говорилось, даже каплю жидкости можно считать сплошной средой, поскольку размеры внутренних неоднородностей жидкости — молекул и межмолекулярных промежутков — несоизмеримо малы по сравнению с размерами капли. Исходя из этого, некоторое геологическое тело также будем считать сплошной средой, если размерами внутренних неоднородностей этого тела можно пренебречь. Например, ведро песка можно считать сплошной средой (недаром такая среда называется «сыпучей»). А вот десяток песчинок, хотя и «тесно упакованных», уже нельзя считать сплошной средой. Сплошной средой можно считать осадочную толщу, в которой **много** слоев; породу, в которой **много** слагающих ее зерен; минерал (кристалл), в котором **много** ионов в кристаллической решетке; гранитный массив, в котором **много** мелких разрывов и трещин (рис. 1.1*а*). Однако небольшой участок такого массива (рис. 1.1*б*) нельзя рассматривать как сплошную среду из-за соизмеримости размеров этого участка и нарушающей его трещины. Свойства этого небольшого участка отличаются от свойств более крупного участка, показанного на рис. 1.1*а*. Например, прочность, о которой речь пойдет впереди, у небольшого участка значительно ниже. Если опять проводить аналогию с жидкостью, то стоит указать на значительное различие в движении отдельной частицы жидкости (капли) в общем потоке и броуновском движении отдельных молекул этой капли.



а *б*

Рис. 1.1. Участок трещиноватого гранитного массива (*а*), содержащий много трещин, можно рассматривать как сплошную среду. Его фрагмент (*б*), содержащий одну трещину, соизмеримую с его размерами, нельзя трактовать как сплошную среду. А еще более мелкий участок вдали от трещины, содержащий большое количество минеральных зерен, можно снова считать сплошной средой

1.1.3. Однородность и неоднородность, изотропия и анизотропия геологической сплошной среды

Отметим, что аналогия между жидкостью и геологической сплошной средой заканчивается на приведенном выше рассуждении. Молекулы жидкости

состоят из атомов или ионов, а те, в свою очередь, из ядер и их электронных оболочек. На этом масштабном уровне мы вступаем в совершенно другой мир физики — мир элементарных частиц, не имеющий ничего общего с понятием сплошной среды (скорее можно провести аналогию с космосом, где планеты вращаются вокруг Солнца).

С геологической сплошной средой дело обстоит иначе. Если в рассмотренном небольшом участке гранитного массива мы выделим еще меньший участок, расположенный вдали от трещины и помеченный квадратом на рис. 1.1*б*, то мы обнаружим, что он состоит из большого количества минеральных зерен, отличающихся по своим свойствам, но сходных в том, что их размер значительно меньше размера квадратного участка. Поэтому названный участок мы снова вправе рассматривать как сплошную среду.

Итак, геологическая сплошная среда — это иерархически построенная среда, состоящая из **разных масштабных уровней**, или сплошных сред **разного ранга**. В пределах каждого такого уровня среда однородна (точнее, квазиоднородна), а между этими уровнями — резко неоднородна.

Следует также учитывать **изотропию** (пример — гранитный массив) и **анизотропию** (пример — слоистая осадочная толща) геологической сплошной среды. Гранитный массив ведет себя одинаково при приложении к нему усилий с различных сторон, чего нельзя сказать о слоистой толще. Более подробно об этом речь пойдет ниже.

1.2. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ КАК СОЧЕТАНИЕ ПОСТУПАТЕЛЬНОГО ДВИЖЕНИЯ, ВРАЩЕНИЯ И ДЕФОРМАЦИИ ЭЛЕМЕНТАРНЫХ ОБЪЕМОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СПЛОШНОЙ СРЕДЫ

Итак, в триаде «объект — процесс — причина» в качестве объекта выступает геологическая сплошная среда. В какой же процесс вовлечен этот объект, т. е. что с ним происходит?

1.2.1. Понятие о течении в механике сплошной среды

Если опять взять за основу хорошо разработанную механику сплошной среды, то главным процессом, происходящим с этой средой, является ее **течение** (*flow, stream*). В случае *жидкой* среды (а как будет показано ниже, геологическая сплошная среда в **геологическом же масштабе времени** в первом приближении ведет себя как жидкость) в этом течении участвуют все элементарные объемы жидкости — капли. При этом каждая капля подвергается воздействию **трех компонентов течения**.

Во-первых, каждая капля совершает **поступательное движение** (*translation*) в пространстве относительно некоторого неподвижного начала координат (например, в случае текущей реки — относительно берега). В механике сплошной среды такие координаты называются *координатами Эйлера*.

В координатах Эйлера фиксируется поступательное движение. Поскольку даже *капля жидкости, несмотря на ее малость, занимает некоторый объем пространства*, то, если говорить строго, фиксируется движение геометрического центра этой капли (или ее центра тяжести). Но, как говорилось выше, эта капля — элементарный объем жидкости — по своему размеру значительно меньше изучаемого нами объема жидкости. Поэтому в первом приближении эта капля может рассматриваться в координатах Эйлера как *точка*.

Во-вторых, каждая капля в процессе течения испытывает **вращение** (*rotation*) в той же системе координат Эйлера. Вероятно, каждому доводилось наблюдать за плывущими в реке небольшими удлиненными предметами (щепками и т. п.). Эти предметы (точнее, их центры) поступательно перемещаются относительно неподвижного берега и в то же время изменяют свое «простирание» (выражаясь геологическим языком), т. е. испытывают вращение. При анализе этого компонента течения мы уже не можем рассматривать каплю в качестве точки. Теперь это уже малое тело, обладающее некоторой формой (в простейшем случае кубической или шаровой).

В-третьих, каждая капля в процессе течения изменяет свою первоначальную форму, т. е. испытывает **деформацию** (в простейшем случае куб превращается в параллелепипед, а шар — в эллипсоид). В англоязычной литературе этот компонент течения обозначается термином *strain*, в то время как термин *deformation* употребляется в более широком смысле, включая в себя и поступательное движение, вращение и изменение объема. В русскоязычной литературе к деформации также относятся не только изменение формы, но и уменьшение или увеличение объема, однако последнее иногда обозначают специальным термином «**дилатация**». Мы в дальнейшем также будем пользоваться именно этим термином.

Чтобы более строго различать два последних компонента течения — вращение и деформацию элементарного объема (капли), необходимо указать на то, что даже при отсутствии вращения этого объема относительно координат Эйлера его деформация выражается, в частности, в изменении первоначального угла между материальными линиями (геометрическими местами точек) этого объема. То есть при деформации имеет место некое «внутреннее вращение» материальных линий. Чтобы отличить его от указанного выше второго компонента течения — «внешнего вращения», вводятся так называемые *координаты Лагранжа*. Эти координаты жестко привязаны к рассматриваемому элементарному объему, а их оси вращаются относительно координат Эйлера, как раз и отражая величину «внешнего вращения». И если последнее равно нулю (т. е. отсутствует), то одни материальные линии нашего элементарного объема вращаются (в координатах Лагранжа) против, а другие — по часовой стрелке. В обратном же случае, когда происходит только «внешнее вращение», а деформация отсутствует, все материальные линии вращаются (в координатах Эйлера) только в одну сторону (против или по часовой стрелке);

в координатах же Лагранжа никакого вращения не происходит. При сочетании двух компонентов течения — «внешнего вращения» (которое мы, как и в начале, будем ниже именовать просто «вращением») и деформации — отличие «ротационного» и «деформационного» вращения материальных линий можно выразить лишь в виде дифференциальных уравнений, которые будут приведены ниже.

1.2.2. О судьбе термина «течение»

Если в механике сплошной среды течение включает в себя все три вышеназванных компонента, то в других разделах механики эти компоненты присутствуют не совместно, а по отдельности. Так, в **небесной механике** поведение планет описывается в основном как сочетание только их **поступательного движения** и **вращения**, не говоря уже о том, что космос вообще не является сплошной средой. Последнее обстоятельство не дает повода вводить термин «течение».

Иначе обстоит дело в **механике твердого тела** (которое как раз является сплошной средой). Этот раздел механики развился на основе эмпирических обобщений, широко известных под наименованием «сопромат» (сопротивление материалов). Уже из самого названия видно, что речь идет о сопротивлении материалов **деформации**, а не поступательному движению или вращению: двум последним процессам «материал» (в отличие от «тел») подвергаться не может. И это вполне понятно. Практику машиностроения или строительства интересует лишь степень податливости тех или иных конструкций и сооружений при приложении к ним внешних воздействий, а отнюдь не их поступательное движение или вращение (исключение составляют движущиеся конструкции: поезда, суда, самолеты, ракеты и т. п.). Поэтому в «сопромате» рассматриваются исключительно деформации тел, а поскольку их поступательное движение или вращение при этом игнорируются (например, движение и вращение строительных сооружений вместе с Землей вокруг Солнца и вокруг земной оси), то для упрощения анализа применяется система координат Лагранжа, жестко привязанная к некоторой точке изучаемого тела. Соответственно, в данной ситуации нет никакой необходимости вводить термин «течение» в том смысле, в каком он применяется в механике сплошной среды.

Однако, как мы увидим ниже, деформации бывают трех видов: *упругие*, *пластические* и *разрывные*. И, вероятно, чтобы подчеркнуть существенное отличие пластической деформации как от упругой, так и от разрывной, в «сопромате» было введено понятие о «пластическом течении» или просто «течении» (хотя некоторые авторы пишут и об «упругом течении»; в частности, в близкой к тектонофизике сейсмологии иногда говорят о «сейсмическом течении»). Отсюда термины «текучесть» и «предел текучести» и выражения типа «при достижении предела упругости материал начинает *течь* при постоянной нагрузке».

Таким образом, в «сопромате» термин «течение материала» употребляется в совершенно ином значении, чем в механике сплошной среды. И это подчеркивается выбором типа координатной системы. В механике сплошной среды при употреблении этого термина вполне уместен вопрос: в какую сторону направлено течение? Для ответа на него и избирается система координат Эйлера. Напротив, в «сопромате» постановка подобного вопроса бессмысленна: при деформации тело в одном направлении удлиняется, а в другом — укорачивается. Неопределенность возникает даже в случае, если за такое направление принять направление удлинения, поскольку при деформации тело удлиняется в двух противоположных направлениях (в координатах Лагранжа, как раз и принятых в «сопромате»).

Переходя к тектонофизике, зададимся вопросом: что принять за основу как по существу, так и по терминологии — механику сплошных сред или «сопромат»? Исторически сложилось так, что именно «сопромат» был избран в качестве точки опоры при зарождении тектонофизики. Все публикации, где излагаются основы этой науки, начинаются с описания деформаций и вызвавших их напряжений (или в обратном порядке). Вероятно, это можно объяснить тем обстоятельством, что все доступные для изучения геологические тела анализируются в системе координат Лагранжа. Например, построив геологический разрез, на котором изображена складчатость, геолог пытается ответить на вопрос: какую деформацию испытало изображенное на ней слоистое геологическое тело, какова величина его горизонтального укорочения при этой деформации в координатах Лагранжа (например, если принять в качестве начала этих координат шарнир какой-нибудь складки)? А вот вопрос о поступательном движении и вращении этого тела в процессе его деформации если и возникает, то остается без ответа, поскольку в масштабе одного геологического разреза установить начало координат Эйлера (наподобие некоторой фиксированной точки на берегу речного потока) невозможно.

Взяв за основу «сопромат», тектонофизика не могла не позаимствовать его термины, в том числе и «течение». Тем более что наряду с «настоящими», «твердыми» горными породами существуют «более мягкие» — влажные глины, соли и др., которые в виде диапиров демонстрируют некую «текучесть». В особенности это относится к высокометаморфизованным породам, мигматитам и магмам. Складки в этих породах часто называют «складками течения». Между тем разница между «твердыми» и «текучими» породами заключается лишь в их резко различной вязкости (о чем более подробно будет сказано ниже). Кроме того, «твердые» породы часто обнаруживают хрупкость, т. е. склонность к разрывной деформации. Однако соскладчатые разрывы фиксируются и в «текучих» метаморфических комплексах, а в явно «текучих» потоках подводных лав были даже обнаружены аналоги трансформных разломов срединно-океанских хребтов (об этих феноменах также говорится ниже).

Впрочем, это всего лишь терминология. Достаточно заменить термин «текучесть» на «способность к большой пластической деформации», и все встает

на свои места. Тем не менее некоторые исследователи идут дальше и пытаются по степени «текучести» строить классификации. Например, «складки изгиба» противопоставляются «складкам течения» (или «складкам ламинарного течения») по признаку отсутствия или наличия кливажа, который якобы представляет собой «следы» такого «течения». Между тем любая складчатость представляет собой результат пластической деформации слоев хотя бы в замках складок, поэтому «складки изгиба» с таким же успехом можно считать результатом «течения».

Но если термин «течение» представляет собой *синоним* пластической деформации, то гораздо продуктивнее использовать его в первоначальном значении. Напомним, что в этом значении он выходит за рамки собственно деформации, употребляется в механике сплошных сред, а главное — полностью соответствует тому пониманию, которое вкладывали в него люди задолго до появления «сопромата» и механики сплошных сред (примеры — течение реки, морское течение и т. п.). Одним из первых геологов, призвавших к такому пониманию термина, явился А. В. Лукьянов.

Такое понимание термина «течение» (в применении к геологической сплошной среде — «тектоническое течение») в настоящее время стало возможным благодаря двум обстоятельствам.

Во-первых, весьма интенсивно развивается конвективная геодинамика, которая охватывает самые разные геосферы — от ядра до земной коры. А конвективное течение (или конвективный поток) — это отнюдь не «текучесть» (способность к пластической деформации), а течение в определенном направлении в координатах Эйлера.

Во-вторых, столь же интенсивно прогрессирует компьютерное моделирование в геодинамике. Оно позволяет наглядно представить тектоническое течение как сочетание поступательного движения, вращения и деформации элементарных объемов геологической сплошной среды в координатах Эйлера.

Более подробно эти два обстоятельства будут охарактеризованы ниже.

1.2.3. Тектоническое течение

Из всего сказанного следует, что тектоническое течение состоит из трех компонентов — **поступательного движения, вращения и деформации** элементарных объемов геологической сплошной среды. Приведем в качестве примера процесс формирования и экспозиции наклонных складок. Он включает три компонента: 1) формируются сами складки в результате горизонтального укорочения слоистой толщи (деформация); 2) одновременно этот слоистый массив движется как целое вверх (поступательное движение) и подвергается денудации, в результате чего мы его видим на поверхности; 3) одновременно он поворачивается, и складки получают наклон, т. е. вергенцию (вращение).

Один или два из этих трех компонентов тектонического течения могут отсутствовать. Например, жесткий блок фундамента может только двигаться вверх,

без вращения и деформации. А при формировании моноклинали может происходить только вращение слоев, без поступательного движения и деформации.

Поступательное движение и вращение отдельных объемов земной коры фиксируются общегеологическими методами. Так, анализ мощностей отложений, регистрация денудации, фиксация анти- и синклинориев и анти- и синклиналей (когда более древние породы находятся в ядрах антиформ) — это методы регистрации вертикальных поступательных движений. Выявление шарьяжей свидетельствует о горизонтальных движениях. О признаках вращения уже говорилось — это моноклинали и вергенция складок.

А вот третий компонент тектонического течения — деформация — выявляется только методами тектонофизики. Характеристикой деформации мы и продолжим наше изложение.

1.2.4. Деформация как изменение взаимного расположения частиц элементарного объема

Уже само слово «деформация» намекает на изменение первоначальной формы тела (в том числе и элементарного объема). Для упрощения и наглядности дальнейшего изложения мы будем чаще всего изображать первоначальную форму элементарного объема в виде квадрата (реже — круга), а все операции с ним производить только в плоскости чертежа, т. е. осуществлять его **двумерную** деформацию (для **трехмерной** деформации будут использоваться соответственно куб или шар). При этом не будем забывать, что любые *объемы* (в том числе и элементарные) трехмерны. Поэтому двумерная деформация таких объемов означает, что по третьей оси, перпендикулярной к плоскости чертежа, деформация отсутствует. В тектонофизике двумерные деформации — довольно частое явление. В качестве примеров можно привести образование линейных складок (отсутствие деформации вдоль их шарниров), формирование сбросов, надвигов и взбросов (отсутствие сдвиговой составляющей перемещения вдоль плоскости сместителя) и т. п.

Другое существенное упрощение — это предположение о сохранении объема рассматриваемого тела в процессе его деформации. Как будет показано ниже, изменением объема можно пренебречь в случае весьма частых больших деформаций геологических тел.

Деформация — это не только изменение формы тела, но и изменение взаимного расположения частиц элементарного объема. Рассмотрим это на простом примере (рис. 1.2).

На рис. 1.2*а* изображен первоначальный квадрат. В результате действия одного из компонентов тектонического течения (см. выше) — поступательного перемещения — он меняет свое положение в пространстве, но его форма и *взаимное* расположение характерных точек (вершин) не меняются (рис. 1.2, *а*→*б*), равно как и при действии другого компонента тектонического течения — вращения по часовой стрелке (рис. 1.2, *б*→*в*). А вот третий компонент — деформация —

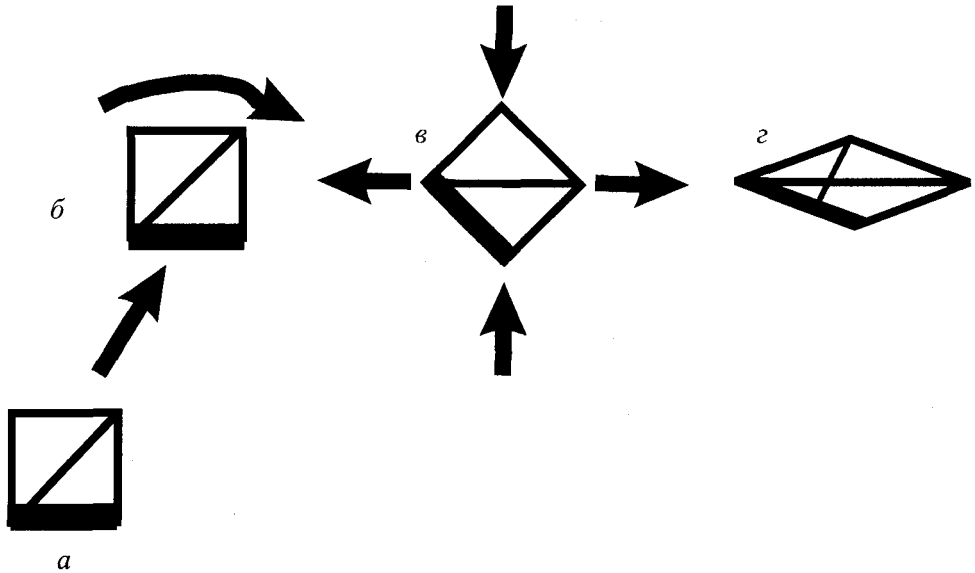


Рис. 1.2. Поступательное движение (*а*→*б*), «жесткое» вращение (*б*→*в*) и деформация (*в*→*г*) элементарного объема, участвующего в тектоническом течении. На рисунке эти процессы происходят последовательно (показано в целях простоты), в реальности они одновременны

изменяет как его форму (превращение в ромб), так и взаимное расположение вершин (рис. 1.2, *в*→*г*). Последнее выражается в искажении первоначально прямых углов между соседними сторонами. Это как раз то «внутреннее», «деформационное» вращение прямых линий, когда одни из них вращаются против, а другие — по часовой стрелке, о котором говорилось выше. Напомним, что в случае «внешнего» вращения (рис. 1.2, *б*→*в*) все прямые линии вращаются в одну сторону, в данном случае по часовой стрелке.

1.2.5. Размерность и единицы измерения деформации

Как и всякая физическая величина, деформация может быть измерена. Но сначала уместно припомнить курс физики и посмотреть, как измеряются два других компонента тектонического течения — поступательное движение и вращение. Величина *поступательного перемещения* отображается **вектором**, длина которого и направление (в координатах Эйлера) отражают соответственно величину перемещения и его направление (рис. 1.2, *а*→*б*). Величина *вращения* также отображается в координатах Эйлера **вектором**: его длина отражает величину поворота (в градусах или радианах), а его направление — вдоль оси вращения — определяется по «правилу буравчика»; на рис. 1.2, *б*→*в* этот вектор (при вращении по часовой стрелке) направлен от читателя.

При измерении деформации дело обстоит гораздо сложнее. Если, как говорилось выше, расположить начало координат (на этот раз координат Лагранжа)

в одной из характерных точек рассматриваемого объекта (на рис. 1.2*в* — в центре квадрата), то после деформации (рис. 1.2*г*) нетрудно заметить, что обе диагонали первичного квадрата (одна из них на рис. 1.2*в* не показана, чтобы обеспечить наглядность предыдущего поворота из положения *б*) сохранили свою ориентировку, но изменили длину. При этом горизонтальная диагональ стала длиннее, а вертикальная — короче. Стороны первичного квадрата испытали удлинение, но в меньшей степени, чем его горизонтальная диагональ. На рис. 1.2 основание первичного квадрата показано более толстой линией, чем остальные его стороны. Если на рис. 1.2*г* на это основание опустить высоту и вспомнить, что объем тел при деформации мы считаем в первом приближении неизменным (а мерилом «объема» для нашего квадрата выступает его площадь), то можно прийти к следующему заключению. Поскольку площадь параллелограмма (в нашем случае — ромба) есть произведение его основания на высоту, то для сохранения постоянства этой площади необходимо, чтобы при увеличении длины основания его высота (первоначально вертикальная сторона первичного квадрата) стала меньше. Изменяются и углы между сторонами первичного квадрата. Два из них превращаются из прямых в острые, а другие два — в тупые.

Итак, деформацию невозможно отобразить каким-либо вектором, как два других компонента тектонического течения — поступательное перемещение и вращение, поскольку различно ориентированные материальные линии при деформации изменяют свою длину по-разному. Поэтому для начала рассмотрим случай *одномерной* деформации — изменение длины отрезка прямой. Такая деформация характерна для тел, у которых длина значительно превышает их поперечный размер (например, резиновый шнур). Не будем, однако, забывать, что и такие тела (в отличие от абстрактных геометрических отрезков) имеют определенный объем и сохраняют его при деформации. Если такое тело удлиняется, то его поперечный размер должен уменьшаться. В «сопромате» для таких тел применяется термин «**волокно**», которым воспользуемся и мы.

Если обозначить первоначальную длину волокна через l_0, его конечную длину после деформации через l, а приращение длины через Δl, то величину деформации можно выразить двумя способами:

$$\varepsilon = \frac{l - l_0}{l_0} = \frac{\Delta l}{l_0}, \tag{1.2.1}$$

$$k = \frac{l}{l_0}. \tag{1.2.2}$$

Первый способ (1.2.1) можно назвать «процентной» мерой деформации, а второй (1.2.2) — «кратной» мерой деформации.

«Процентная» мера деформации показывает, на сколько процентов изменилась первоначальная длина волокна. *Увеличение* длины принято обозначать *положительным* числом процентов, а *уменьшение* длины — *отрицательным*. Эта мера весьма удобна при оценке **малых** деформаций. Таковыми являются, в частности, упругие деформации горных пород (например, при землетрясениях), которые обычно не превышают 1 % . На этом примере уместно показать разницу между безразмерной величиной деформации ε и абсолютной величиной деформационного смещения Δl (рис. 1.3, *а→б*). Если размер очага землетрясения составляет, скажем, 10 км, то даже при деформации всего в 1 % в соответствии с формулой (1.2.1) абсолютное смещение в очаге составит около 100 м с весьма серьезными последствиями.

Удобство «процентной» меры при оценке малых деформаций заключается в следующем. На рис. 1.3 *а→б*, где для наглядности величина деформации значительно больше 1 % (при точном воспроизведении деформации в 1 % прямоугольник почти не отличался бы от первоначального квадрата), обозначим длину стороны первичного квадрата числом 1. При малой деформации его ширина становится равной $1-\alpha$, где $(-\alpha)$ — величина деформации укорочения по горизонтали — по абсолютной величине значительно меньше единицы: $\alpha << 1$. Для сохранения площади первичного квадрата при деформации его вертикальная сторона должна испытать удлинение; обозначим ее через $1+\beta$, где β — величина деформации удлинения по вертикали. Площадь прямоугольника на рис. 1.3*б* выражается произведением длины его основания на высоту:

$$S = (1-\alpha) \times (1+\beta) = 1 - \alpha+\beta-\alpha\beta = S_0 = 1. \qquad (1.2.3)$$

Здесь S_0 обозначает площадь первичного квадрата. Вспоминая тот раздел дифференциального исчисления, где фигурируют бесконечно малые величины и операции над ними, можем заключить, что $\alpha\beta << \alpha \sim \beta$, т. е. произведение двух бесконечно малых величин есть величина бесконечно малая второго порядка, которой можно пренебречь (символ «~» обозначает, что бесконечно малые величины α и β имеют один порядок малости). После очевидных преобразований получаем:

$$\alpha = \beta. \qquad (1.2.4)$$

Это означает, что при *малой* деформации «процентные» меры удлинения и компенсационного укорочения совпадают по абсолютной величине и отличаются лишь знаком.

Иначе обстоит дело в случае *большой* деформации. Здесь мы не можем пренебречь произведением $\alpha\beta$ из-за «немалости» его сомножителей. Например, если при деформации (рис. 1.3 *а→в*) первичный квадрат испытал

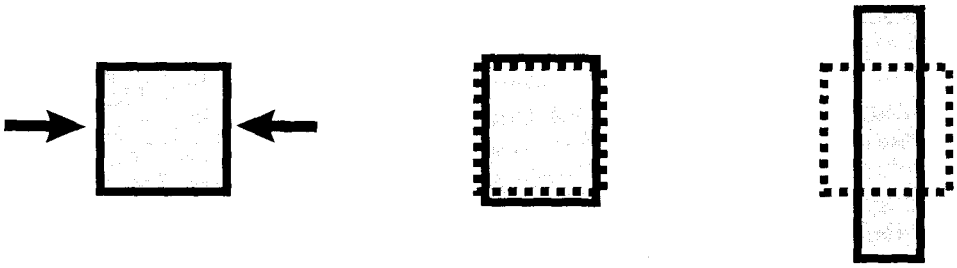


Рис. 1.3. Малая (*а→б*) и большая (*а→в*) деформация элементарного объема. Первая характерна для упругой деформации горных пород и толщ, вторая – для их пластической деформации

горизонтальное укорочение в два раза (т. е. на 50 %), то для сохранения своей площади он должен увеличиться по вертикали тоже в два раза (т. е. уже на 100 %). И мы видим, что «процентные» меры укорочения и удлинения на этот раз не совпадают. Зато совпадают «кратные» меры: в обоих случаях первичная длина сторон изменяется в два раза. Строго говоря, кратная мера деформации по горизонтали, в соответствии с (1.2.2), равна 1/2, а по вертикали равна 2. Другими словами, «кратная» мера деформации k в случае удлинения больше единицы, а в случае укорочения меньше единицы.

Таким образом, при оценке *больших* деформаций удобнее пользоваться их «кратной» мерой. Что касается малых деформаций, то, наоборот, для их оценки «кратная» мера неудобна. Например, если «процентная» мера абсолютной величины укорочения и удлинения составляет **одно и то же** число — 1 %, то соответствующая «кратная» мера удлинения будет выражаться числом 1,01, а мера укорочения — числом 0,99.

Обе меры деформации в соответствии с формулами (1.2.1) и (1.2.2) представляют собой **безразмерные** величины.

Следует еще раз подчеркнуть, что удобство пользования «процентной» или «кратной» мерой деформации абсолютно справедливо лишь при обычно принимаемом допущении о *сохранении объема* тела при его деформации. Если же объем тела при деформации изменяется, то ни та ни другая мера не выражаются *одним* числом. При малой *упругой* деформации имеет место столь же малое, но все же значимое изменение объема: уменьшение объема при укорочении тела в одном направлении, не компенсированном соответствующим удлинением в других направлениях, и увеличение объема при удлинении тела в одном направлении, не компенсированном соответствующим укорочением в других направлениях. Количественной мерой этого несоответствия служит так называемый коэффициент Пуассона. Большая *пластическая* деформация тела также может сопровождаться изменением его объема. Например, формирование кливажа происходит при горизонтальном укорочении слоев, не компенсированном их соответствующим вертикальным утолщением. Такое

несоответствие обусловлено специфическим механизмом образования кливажа — так называемым «растворением под давлением» (*pressure solution*), когда легкорастворимые компоненты породы — кварц или кальцит — выносятся за пределы рассматриваемого деформируемого тела, уменьшая его объем. В других случаях большая пластическая деформация сопровождается, наоборот, увеличением объема тела (так называемая «дилатансия», или «разрыхление»), когда при деформации отдельные элементарные части тела смещаются друг относительно друга с потерей их первичной «плотной упаковки» и образованием полостей, обычно заполняемых упомянутыми выше легкорастворимыми компонентами, привнесенными в деформированное тело извне. (Более подробно о кливаже и дилатансии будет сказано в части II настоящего пособия.)

Однако и в случае изменения объема тела удобство пользования «процентной» или «кратной» мерой его деформации сохраняется. Для *малой* деформации удобнее говорить, например, о $\varepsilon_3 = -1$ % укорочения в одном направлении и $\varepsilon_1 = +0{,}5$ % удлинения в другом направлении, чем об укорочении в $k_3 = 0{,}99$ раз и удлинении в $k_1 = 1{,}005$ раз. Более того, при использовании «процентной» меры деформации можно быстро вычислить посредством левой части формулы (1.2.3) величину изменения объема, в нашем примере равную $-1\ \% + 0{,}5\ \% = -0{,}5\ \%$ от первоначального объема. А для *большой* деформации цифры укорочения, например, в два раза ($k_3 = 1/2 = 0{,}5$) и удлинения в 1,5 раза ($k_1 = 1{,}5$) дают возможность сразу оценить уменьшение объема тела в $0{,}5 \times 1{,}5 = 0{,}75$ раза, в то время как цифры $\varepsilon_3 = -50$ % (укорочение) и $\varepsilon_1 = +50$ % (удлинение) вызовут вычислительные неудобства; в конечном счете для вычисления изменения объема все равно придется переводить «процентную» меру деформации в «кратную».

1.2.6. Главные оси деформации

Если снова вернуться к первичному квадрату на рис. 1.2 *а–в*, то можно видеть, что на нем изображены пять материальных волокон этого тела — четыре стороны и диагональ. Как мы уже говорили, в процессе деформации (рис. 1.2*г*) все они изменяют свою длину по-разному, т. е. для каждого волокна характерна своя величина деформации ε (положительная или отрицательная в зависимости от того, испытало ли волокно удлинение или его длина уменьшилась).

Однако первичный квадрат состоит не только из названных пяти волокон. В нем можно выделить бесчисленное множество других волокон, ориентированных в любом направлении, или, говоря «геологическим языком», по любому азимуту от 0 до 360°. (Так, одно из таких волокон является высотой ромба, изображенного на рис. 1.2*г*.) Для каждого из них характерна своя величина деформации ε. Возможно ли в такой ситуации говорить о некой числовой характеристике, *однозначно* описывающей деформацию ромба как *единого* тела?

Другими словами, можно ли привести все значения величины деформации каждого индивидуального волокна «к одному знаменателю»?

В математике любое числовое множество принято в первую очередь характеризовать его *экстремумами*, т. е. указывать *минимальное* и *максимальное* значения параметров, характеризующих это множество. Например, для численной характеристики положения первичного квадрата на рис. 1.2*а* в системе координат Эйлера совсем не обязательно указывать координаты всех принадлежащих ему точек. Достаточно назвать абсциссы его двух вертикальных сторон (минимум и максимум по горизонтали) и ординаты его двух горизонтальных сторон (минимум и максимум по вертикали) — всего четыре числа.

С целью поиска подобных деформационных экстремумов впишем в квадрат, изображенный на рис. 1.2*в*, круг с бесчисленным множеством волокон-диаметров. Некоторые из них изображены на рис. 1.4*а*. При деформации круг превратится в эллипс (рис. 1.4*б*), при этом каждое волокно изменит свою длину по-своему. Среди них имеются два «замечательных» волокна — горизонтальное и вертикальное. Первое испытает максимальное удлинение, которое мы обозначим символом ε_1, а второе — максимальное укорочение (ε_3). Эти два «замечательных» волокна являются соответственно длинной и короткой осями нашего эллипса. Их принято называть **главными осями деформации**, в направлении которых происходят **максимальное** удлинение и **максимальное** укорочение. А все другие волокна-диаметры первоначального круга изменяют свою длину в некоторой промежуточной степени.

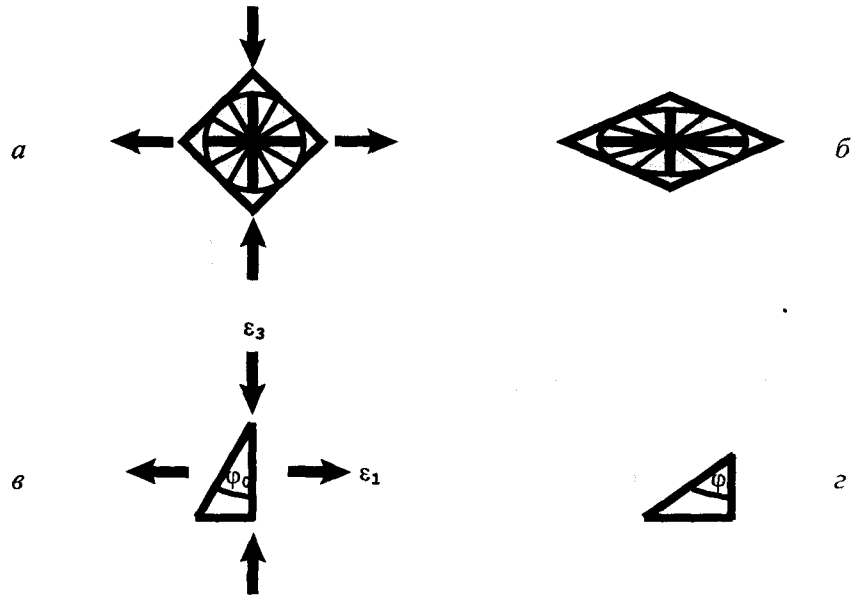


Рис. 1.4. Главные оси деформации (*а*→*б*) и изменение длины и ориентировки произвольно ориентированного волокна тела (*в*→*г*)

Эту степень нетрудно рассчитать. На рис. 1.4*в* изображено некое волокно-диаметр, которое до деформации было ориентировано под углом φ_0 к оси максимального укорочения ε_3. Примем его первоначальную длину за единицу. Это волокно образует гипотенузу прямоугольного треугольника, катеты которого направлены вдоль осей максимального удлинения ε_1 и максимального укорочения e_3 и равны соответственно $\sin\varphi_0$ и $\cos\varphi_0$.

Поскольку в нашем случае имеет место достаточно большая деформация, то воспользуемся ее «кратной» мерой. Само волокно-гипотенуза изменит свою длину в k раз, т. е. его длина станет численно равна k (рис. 1.4*г*). Задача состоит в том, чтобы определить k, исходя из того, что вдоль горизонтальной оси максимального удлинения «кратная» величина деформации равна k_1, а вдоль вертикальной оси максимального укорочения она равна k_3.

Длина горизонтального катета-волокна после его удлинения равна $k_1 \sin\varphi_0$, а длина вертикального катета-волокна после его укорочения составляет $k_3 \cos\varphi_0$. Искомая же длина (k) их общей гипотенузы (рассматриваемого нами деформированного волокна) составит квадратный корень из суммы квадратов катетов-волокон:

$$k = \sqrt{k_1^2 \sin^2\varphi_0 + k_3^2 \cos^2\varphi_0}\,. \qquad (1.2.5)$$

Проверка этой формулы на оба экстремума ($\varphi_0 = 0$ и $\varphi_0 = 90°$) дает соответственно $k = k_3$ (максимальное укорочение) и $k = k_1$ (максимальное удлинение).

Рассмотренная гипотенуза-волокно в процессе деформации изменила не только свою длину, но и ориентировку, т. е. испытала «деформационное» или «внутреннее» вращение (см. выше). После деформации она образует угол φ с осью максимального укорочения ε_3. Тангенс этого угла представляет собой отношение длин соответствующих катетов-волокон после деформации (с учетом того, что $k_3 = 1/k_1$, см. выше):

$$\operatorname{tg}\varphi = \frac{k_1 \sin\varphi_0}{k_3 \cos\varphi_0} = k_1^2 \operatorname{tg}\varphi_0\,, \qquad (1.2.6)$$

где φ_0 — угол гипотенузы-волокна с осью ε_3 до деформации.

Таким образом, деформацию элементарного объема в данном случае можно охарактеризовать всего двумя параметрами — направлением оси максимального удлинения ε_1 (или, что то же самое, k_1) и величиной деформации удлинения вдоль этой оси, выраженной в «кратной» мере (k_1). После чего можно вычислить по формулам (1.2.5), (1.2.6) деформацию изменения длины k любого материального волокна этого объема, образующего до деформации угол φ_0 с осью максимального укорочения ε_3 (или, что то же самое, k_3). Этот угол можно было бы отсчитывать и от оси ε_1, несколько видоизменив названные

формулы, но, как показывает практика, гораздо чаще приходится иметь дело с горизонтальным укорочением природных толщ. В этом случае названный угол совпадает с принятым в геологии углом падения.

1.2.7. Деформация как тензор

Как известно, в физике различают скалярные и векторные величины. **Скаляры** однозначно характеризуются *одним* числом. Пример — температура. **Векторы** на плоскости не могут быть однозначно выражены одним числом, поскольку одно число отражает только длину вектора, а для оценки его направления требуется еще одно число. Эти *два* числа могут отражать разные параметры вектора: его длину и его угол с одной из осей координат, длину его проекций на каждую из двух осей координат и т. п., но во всех случаях это будут два числа. Пример — поступательное перемещение первичного квадрата на рис. 1.2*а*→*б* или его поворот на рис. 1.2*б*→*в*.

С деформацией дело обстоит еще сложнее. Из формул (1.2.5) и (1.2.6) видно, что для однозначной характеристики изменения длины некоторого волокна элементарного объема нам требуются *три* числа — величина максимального удлинения k_1, «азимут простирания» оси этого максимального удлинения и угол φ_0, образуемый этим волокном с осью максимального укорочения k_3 до деформации. Такие величины получили в физике название **тензоров**. Коренное отличие тензоров от векторов будет показано ниже, при характеристике напряженного состояния элементарного объема.

1.2.8. Эллипсоид деформации

Выше говорилось, что в целях упрощения изложения здесь и далее рассматриваются главным образом *двухосные* деформации, происходящие только в плоскости рисунка, при отсутствии деформации в направлении, перпендикулярном к этой плоскости. Однако в общем случае деформация происходит и в этом направлении. Количественные расчеты при этом сильно усложняются, и мы не будем их приводить, заметим только, что в этом случае в качестве элементарного объема вместо первичного квадрата (рис. 1.2–1.4) фигурирует куб, а вместо вписанного в этот квадрат круга — шар. После деформации куб превращается в параллелепипед, а шар — в эллипсоид. Последний принято называть **эллипсоидом деформации**. Три его оси — ε_1, ε_2 и ε_3 (или, что то же самое, k_1, k_2 и k_3) — получили наименование **главных осей деформации**. Вдоль первой из них происходит максимальное удлинение ε_1 (k_1), вдоль третьей — максимальное укорочение ε_3 (k_3), а вдоль второй — или удлинение, или укорочение, или отсутствие деформации (двумерный частный и в то же время весьма частый случай, рассмотренный выше), обозначаемое символом ε_2 (k_2). Вспоминая правило знаков, когда деформация удлинения считается положительной, а деформация укорочения — отрицательной, можно написать следующие неравенства:

$$\varepsilon_1 > \varepsilon_2 > \varepsilon_3,\ \varepsilon_1 > 0,\ \varepsilon_3 < 0, \text{ или} \quad (1.2.7)$$

$$k_1 > k_2 > k_3,\ k_1 > 1,\ k_3 < 1. \quad (1.2.8)$$

Тривиальный случай *отсутствия* деформации (рис. 1.2*а–в*; рис. 1.3*а*; рис. 1.4*а*) выглядит так:

$$\varepsilon_1 = \varepsilon_2 = \varepsilon_3 = 0 \text{ (или } k_1 = k_2 = k_3 = 1). \quad (1.2.9)$$

Весьма частый случай двумерной деформации (рис. 1.2*г*; рис. 1.3*б–в*; рис. 1.4*б*) можно отобразить следующим образом:

$$\varepsilon_1 > \varepsilon_2 = 0 > \varepsilon_3 \text{ (или } k_1 > k_2 = 1 > k_3). \quad (1.2.10)$$

Редкий случай максимального укорочения вдоль одной оси при одинаковом максимальном удлинении в перпендикулярном к ней направлении (эллипсоид вращения в виде диска) запишется так:

$$\varepsilon_1 = \varepsilon_2 > \varepsilon_3 \text{ (или } k_1 = k_2 > k_3). \quad (1.2.11)$$

Столь же редкий случай максимального удлинения вдоль одной оси при одинаковом максимальном укорочении в перпендикулярном к ней направлении (эллипсоид вращения в виде сигары) будет выглядеть так:

$$\varepsilon_1 > \varepsilon_2 = \varepsilon_3 \text{ (или } k_1 > k_2 = k_3). \quad (1.2.12)$$

Формулы (1.2.9) — (1.2.12) полностью исчерпывают те частные случаи, когда в формулах (1.2.7) и (1.2.8) знак неравенства заменяется знаком равенства или один из компонентов — ε_2 — равен нулю (либо, что то же самое, k_2 равен единице). Заметим, что равенство нулю одного из двух других компонентов — ε_1 или ε_3 — приводит нас к тривиальному случаю отсутствия деформации (1.2.9), поскольку при отсутствии *максимального* удлинения не может быть *вообще* удлинения в каком-либо направлении, а следовательно, в силу постоянства объема не будет и укорочения в каком-либо направлении.

1.2.9. Однородные и неоднородные деформации геологических тел

Итак, мы знаем, что такое деформация **элементарного** объема, и умеем ее измерять. Следующий шаг — это оценка деформации **всего** изучаемого объема, состоящего из элементарных объемов. В физике совокупность значений какой-либо величины в некоторой области называется полем. Например, поле температур воздуха на европейской части России состоит из значений температуры в разных городах и районах; это — *скалярное* поле. Поле скоростей течения воды в реке представляет собой совокупность векторов скоростей всех частиц; это — *векторное* поле. **Поле деформаций** некоторого объема — это

совокупность значений деформации элементарных объемов, из которых состоит интересующий нас объем. Поскольку, как было указано выше, деформация — это тензор, то и поле ее значений — поле деформаций — представляет собой **тензорное** поле.

В физике различают однородные и неоднородные поля. По этому признаку различаются **однородные** и **неоднородные** поля деформаций или, выражаясь более просто и привычно для геологов, хотя и не вполне точно, однородные и неоднородные деформации.

Простейший пример изображен на рис. 1.5. Интересующее нас тело — большой квадрат на рис. 1.5*а* — состоит из девяти элементарных объемов — малых квадратов. Это тело может быть деформировано по-разному. На рис. 1.5*б* показана его *однородная* деформация: все первичные малые квадраты деформированы одинаково. Однородная деформация обладает двумя свойствами: 1) прямые линии (в пространстве — плоскости) остаются прямыми; 2) параллельные прямые сохраняют свою параллельность. На рис. 1.5*в* изображена *неоднородная* деформация: каждый первичный малый квадрат деформирован по-своему.

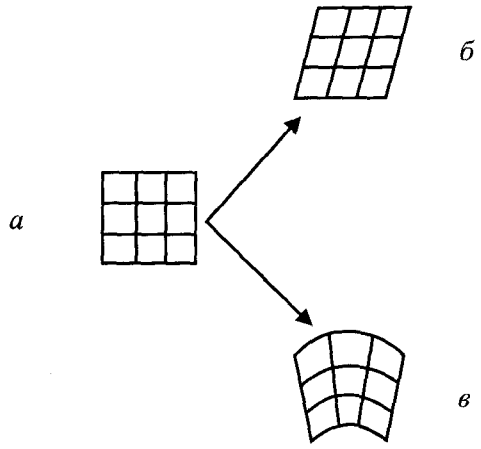


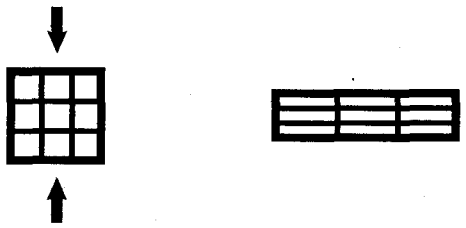
Рис. 1.5. Однородная (*а→б*) и неоднородная (*а→в*) деформация. При однородной деформации прямые и плоскости сохраняют свою «прямизну», а параллельные прямые и плоскости остаются взаимно параллельными

1.2.10. Простейшие типы деформаций

Ниже перечислены три простейших типа деформаций (более точное, хотя и почти не употребляющееся выражение, — простейшие типы *полей* деформаций).

Удлинение-укорочение. Этот тип деформации изображен на рис. 1.6. Это — *однородная* деформация. Она полностью аналогична деформации на рис. 1.3 *а→б→в* и 1.4 *а→б,* с той разницей что в одном случае первичный квадрат ориентирован параллельно осям максимального удлинения и укоро-

чения и поэтому превращается в прямоугольник, в другом же случае он повернут относительно этих осей на 45° и потому превратился в ромб. Как мы видели выше, все зависит от первичной ориентировки тех или иных волокон по отношению к названным осям (см. формулу 1.2.6).



а *б*

Рис. 1.6. Удлинение-укорочение (однородная деформация). Иногда этот тип деформации называют «чистым сдвигом» (см. рис. 1.2*г*)

Простой сдвиг. Этот тип деформации изображен на рис. 1.7. Первичный квадрат как бы «скашивается», но при этом сохраняется длина его основания, а также в силу неизменности площади фигуры при деформации высота образованного параллелограмма остается равной высоте первичного квадрата. Это также *однородная* деформация, поскольку прямые линии остались прямыми и сохранили свою параллельность.

а *б*

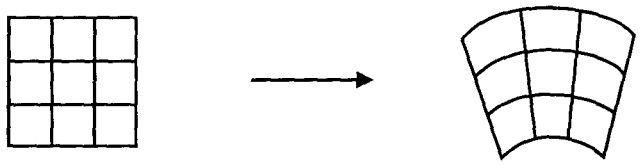
Рис. 1.7. Простой сдвиг (однородная деформация)

Необходимо пояснить, почему к термину «сдвиг» добавлено прилагательное «простой». Дело в том, что в литературе, особенно англоязычной, помимо «простого сдвига» (*simple shear*) имеет хождение термин «чистый сдвиг» (*pure shear*). Последний полностью аналогичен по смыслу вышеупомянутому «удлинению-укорочению». «Чистота» же этого сдвига отражает тот факт, что, несмотря на любое «внешнее вращение» (типа изображенного на рис. 1.2*б*→*в*), первичный квадрат превращается в ромб. При этом две главные оси деформации (максимального удлинения ε_1 и максимального укорочения ε_3), совпадающие с осями эллипса деформации, во время всего процесса деформации представлены *одной и той* же парой *материальных* волокон-диаметров (см. рис. 1.4*а*→*б*), которые в ходе деформации испытывают соответственно прогрессирующие удлинение и укорочение.

В случае простого сдвига дело обстоит иначе — в ходе прогрессирующей деформации происходит как бы «соревнование» между разноориентированными волокнами-диаметрами. Сначала «правом» представлять обе оси эллипса обладают волокна, ориентированные под углом 45° к направлению сдвига. Затем это «право» переходит последовательно к другим волокнам. То есть контур эллипса, представляющий собой геометрическое место *материальных* точек первоначального круга, в процессе деформации напоминает гусеницу трактора. Ниже будет показано, что при простом сдвиге происходит сочетание собственно деформации и «внешнего» вращения.

Сразу отметим, что в тектонофизике существуют две модели формирования рифтовых зон — симметричная модель «чистого сдвига» (т. е. удлинения-укорочения) Д. Маккензи и асимметричная модель «простого сдвига» Б. Верникe. Эту симметрию и асимметрию можно видеть на рис. 1.6 и 1.7.

Изгиб. Этот тип деформации изображен на рис. 1.8. Здесь мы уже имеем дело с *неоднородной* деформацией, поскольку некоторые первоначально прямые линии утратили свою прямолинейность и не все из них сохранили взаимную параллельность.



а *б*

Рис. 1.8. Изгиб (неоднородная деформация)

1.2.11. Относительность понятия однородности деформации применительно к телам разного масштабного ранга

Нельзя говорить об однородности или неоднородности деформации **вообще**. Надо всегда ставить вопрос: о каком **конкретном** геологическом теле идет речь и каковы те **элементарные** объемы, которые его слагают и по которым мы судим об однородности деформации. Поясним это на примере.

На геологическом разрезе (рис. 1.9) изображен участок складчатой толщи с горизонтальным залеганием зеркала складчатости. Выделим в нем два элементарных объема прямоугольной формы — левый и правый. Складчатая структура в них одинаковая, из чего мы заключаем, что оба они испытали одинаковое горизонтальное укорочение (k_3) при складкообразовании. На этом основании можно сделать вывод, что слоистая толща как интересующее нас геологическое тело данного ранга испытала однородную деформацию горизонтального укорочения. Это подтверждается тем фактом, что складчатые эквиваленты слоистости — зеркала складок по различным слоям — после деформации остались прямыми и сохранили свою параллельность (в геофи-

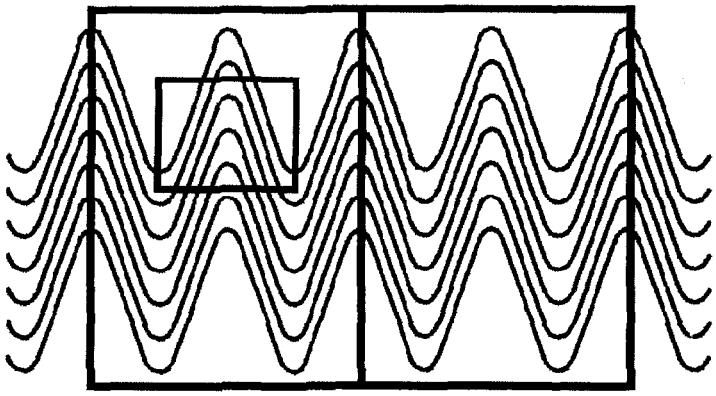


Рис. 1.9. Слоистая толща в процессе складкообразования испытала однородную деформацию. Два ее элементарных объема (левый и правый) деформированы одинаково. Складчатый эквивалент слоистости – два зеркала складчатости по разным слоям – сохранили горизонтальное положение и параллельную ориентировку

зике границы глубинных складчатых толщ выявляются как раз по зеркалу складчатости).

Теперь выделим в этой складчатой толще (см. рис. 1.9) геологическое тело более высокого ранга — отдельную складку (в увеличенном виде — рис. 1.10). Снова разобьем его на два прямоугольных элементарных объема — левое и правое крыло. Первоначально горизонтальная слоистость после деформации перестала быть прямолинейной. Кроме того, в левом элементарном объеме слоистость испытала поворот против часовой стрелки, а в правом элементарном объеме — по часовой стрелке. Это означает, что выделенное нами тело — складка — испытало неоднородную деформацию.

Далее рассмотрим в качестве геологического тела еще более высокого ранга часть левого крыла складки (см. рис. 1.10, в увеличенном виде — рис. 1.11). На достаточном удалении от ее замка слои сохранили свою прямолинейность и взаимную параллельность. Если мы и здесь выделим два квадратных элементарных объема, то обнаружим их полную идентичность. Отсюда заключаем, что рассматриваемое нами геологическое тело — часть крыла складки — испытало однородную деформацию.

Следующее по рангу тело — это пара слоев на крыле складки (прямоугольник на рис. 1.11), образующая флишевый ритм и состоящая из песчаника внизу и глинистого сланца наверху (в увеличенном виде — рис. 1.12). В обоих слоях развит кливаж, но в песчанике он образует больший угол со слоистостью, чем в сланце. Ниже будет показано, что на раннем этапе горизонтального укорочения слоистой толщи кливаж формируется в еще горизонтальных слоях и ориентирован перпендикулярно к слоистости. На следующем (собственно складчатом) этапе слои испытывают деформацию простого сдвига

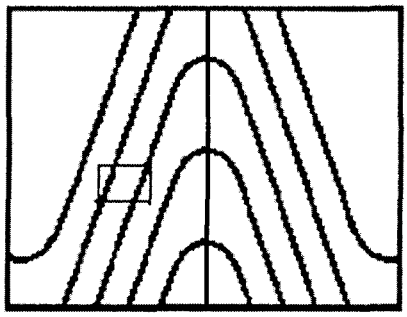


Рис. 1.10. Участок слоистой толщи (малый прямоугольник на рис. 1.9), содержащий одну складку, испытал неоднородную деформацию. Два элементарных объема этой складки (левый и правый) деформированы по-разному. Первоначально прямолинейные слои утратили свою «прямизну»

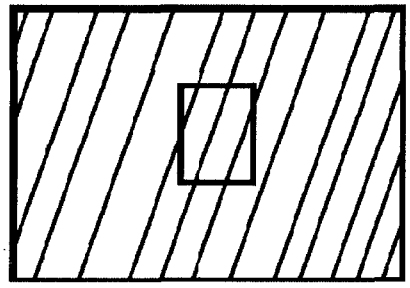


Рис. 1.11. Участок крыла складки (малый прямоугольник на рис. 1.10), содержащий много слоев, испытал однородную деформацию. Первоначально прямолинейные слои сохранили свою «прямизну» и взаимную параллельность

в том направлении, как это показано на рисунке стрелками. Измененная ориентировка кливажа свидетельствует о том, что величина этого сдвига в слое сланца была значительно больше, чем в слое песчаника. Это означает, что наш флишевый ритм как интересующее нас геологическое тело испытал неоднородную деформацию.

Теперь обратимся к шлифу песчаника как геологическому телу еще более высокого ранга и выделим в этом шлифе элементарные объемы, содержащие достаточное количество удлиненных в одном направлении (параллельно кливажу на рис. 1.12) зерен. Мы можем заключить, что все эти элементарные объемы испытали примерно одинаковую деформацию удлинения (k_1) в указанном направлении, т. е. интересующее нас тело испытало однородную деформацию.

А вот тело еще более высокого ранга, содержащее всего несколько зерен и окружающий их цемент, окажется деформированным неоднородно из-за разной податливости зерен и цемента.

Можно пойти и дальше, сначала изучив отдельное зерно, содержащее в своей кристаллической решетке большое количество атомов или ионов (одно-

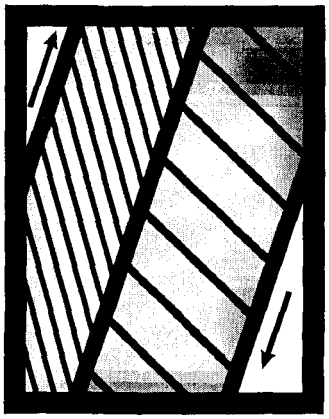


Рис. 1.12. Малый участок крыла складки (малый прямоугольник на рис. 1.11), содержащий флишевый ритм, состоящий из двух слоев: песчаника (темно-серый цвет) и глинистого сланца (светло-серый цвет), испытал неоднородную деформацию. Сформированные на предскладчатом этапе первоначально вертикальные поверхности кливажа «преломились» в глинистом сланце в большей степени, чем в песчанике

родная деформация), а затем перейти к телу более высокого ранга, состоящему из двух соседних пластин или цепочек разных атомов или ионов (неоднородная деформация).

В приведенном примере мы в порядке чередования постепенно переходили от тела большего размера, испытавшего однородную деформацию, к неоднородно деформированному телу меньшего размера. Такое «иерархическое чередование» позволяет дать строгое определение недавно возникшему понятию о «*структурных уровнях деформации*». В нашем примере можно выделить четыре таких уровня, начиная с наиболее мелкомасштабного: 1) уровень кристаллической решетки (много ионов); 2) уровень зерен, или «зерновой» уровень (много зерен); 3) уровень слоев (много слоев на крыле складки); 4) уровень толщ слоев (много складок). Как будет показано в части II пособия, соблюдается строгая последовательность деформации на разных структурных уровнях. Таким образом, геологическая сплошная среда предоставляет нам прекрасный пример чередования однородности и неоднородности деформации при переходе от одного иерархического уровня к другому, т. е. от геологических тел одного ранга к составляющим их телам более высокого ранга. Это уникальная особенность тектонофизики, не имеющая никаких аналогов в механике твердого тела. Вот почему тектонофизику нельзя рассматривать как всего лишь приложение к механике твердого тела и механике сплошной среды. Это — *самостоятельная* отрасль науки, пограничная между физикой и геотектоникой, о чем уже говорилось во введении. Затронутые здесь вопросы иерархии тектонических деформаций более подробно рас-

сматриваются в части II настоящего учебного пособия «Тектонофизика структурированной среды».

1.2.12. Простейшие количественные расчеты в случаях однородной деформации

Наличие в деформируемой геологической среде тел определенного ранга, испытывающих однородную деформацию (т. е. иерархических уровней однородной деформации), позволяет производить с такими телами простейшие количественные операции. Это относится прежде всего к прямолинейным границам таких тел и содержащимся внутри них прямым линиям (в пространстве это плоские поверхности и внутренние плоскости). Их геологическими аналогами являются слои, поверхности кливажа, сместители разрывов и другие плоские объекты.

Как уже говорилось, существуют два простейших типа однородных деформаций — удлинение-укорочение и простой сдвиг. Формулы (1.2.5), (1.2.6) для нахождения измененных длины и ориентировки волокон при деформации *удлинения-укорочения* были приведены выше. Привлечем их еще раз, слегка модифицировав применительно к геологической специфике.

$$l = l_0\sqrt{k_1^2\sin^2\alpha_0 + k_3^2\cos^2\alpha_0}\,, \tag{1.2.13}$$

$$\operatorname{tg}\alpha = \frac{k_1\sin\alpha_0}{k_3\cos\alpha_0} = k_1^2\operatorname{tg}\alpha_0. \tag{1.2.14}$$

Здесь, как и ранее, k_1 и k_3 обозначают соответственно величину максимального удлинения (на этот раз по вертикали) и укорочения (по горизонтали). Новые величины — l_0 и α_0 — это соответственно длина прямолинейного волокна (в тектонофизике — слоя, поверхности кливажа, сместителя разрыва и т. п.) и угол его наклона к горизонту (геологически — угол падения) *до деформации*. Те же величины без нижнего индекса — l и α — обозначают измененные *после деформации* длину и угол. Нетрудно заметить, что при экстремальных значениях угла α_0 (0 и 90°), т. е. при первоначально горизонтальной или вертикальной ориентировке, волокно испытывает соответственно максимальное укорочение ($k_3\ l_0$) или удлинение ($k_1\ l_0$). Напомним, что в силу сохранения объема тела при деформации (на плоскости — сохранения площади) $k_3 = 1/k_1$ или $k_1k_3 = 1$. Действительно, при горизонтальном укорочении квадрата (см. рис. 1.3) со стороной l_0 его основание становится равным $k_3\ l_0$, а высота — $k_1\ l_0$, так что его площадь $(k_1k_3)\ l_0^2 = l_0^2$ остается без изменений.

Если в названный квадрат вписать круг того же диаметра l_0, то этот круг после деформации горизонтального укорочения превратится в вертикально удлиненный эллипс с осями длиной $c = k_3\ l_0$ по горизонтали и $a = k_1\ l_0$ по вертикали. В силу сохранения площади при деформации площадь эллипса

$1/4\pi ac = 1/4\pi\ (k_1 k_3)\ l_0^2$ равна площади первоначального круга $1/4\pi\ l_0^2$. Из этого следует, что по эллиптической форме первоначально округлых природных включений (ооидов, ископаемых раковин и т. п.) можно оценить не только направление их максимального удлинения, но и величину этого удлинения (с учетом того, что $k_1 k_3 = 1$, см. выше):

$$\pi ac = \pi l_0^2,$$

откуда

$$l_0 = \sqrt{ac},$$

и окончательно —

$$k_1 = a/l_0. \qquad (1.2.15)$$

Мерилом *деформации простого сдвига* (рис. 1.13) является отношение величины горизонтального перемещения (Δs) верхней стороны первичного квадрата к сохраняющей свое постоянство высоте (h) образованного в ходе деформации параллелограмма:

$$\gamma = \frac{\Delta s}{h} = \mathrm{tg}\delta. \qquad (1.2.16)$$

Здесь δ — угол скашивания. Материальное волокно, образующее до деформации угол β_0 с вертикалью, после деформации образует с вертикалью угол, определяемый выражением

$$\mathrm{tg}\,\beta = \mathrm{tg}\,\beta_0 + \mathrm{tg}\,\delta. \qquad (1.2.17)$$

В процессе деформации это волокно, имевшее первичную длину l_0, испытывает удлинение. Его длина после деформации определяется соотношением:

$$l = l_0 \frac{\cos\beta_0}{\cos\beta}. \qquad (1.2.18)$$

Если в первичный квадрат вписать круг, то он в процессе простого сдвига, как и при деформации удлинения-укорочения, превратится в эллипс. Однако, как было сказано выше, при прогрессирующей деформации с его осями будут совпадать все новые и новые материальные волокна. В самом начале деформации, когда деформация сдвига γ может считаться малой ($\Delta s << h$, см. формулу (1.2.16)), эти волокна будут образовывать с вертикалью угол, весьма незначи-

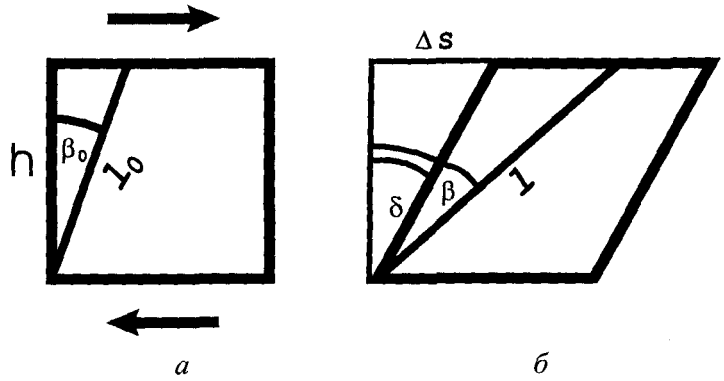


Рис. 1.13. Простой сдвиг элементарного объема (*а*→*б*). δ – угол сдвига. Произвольно ориентированное волокно изменило свою длину и ориентировку

тельно превышающий 45°. (В «обратном» пределе, при бесконечно малой начальной деформации, этот угол строго равен 45°.) При прогрессирующей деформации этот угол увеличивается. В пределе (никогда не достижимом) этот угол стремится к 90°, а ось k_1 весьма сильно удлиненного эллипса (ось максимального удлинения) почти совпадает с горизонталью. Соответствующие формулы для вычисления названного угла и величины k_1 достаточно сложны, и мы их здесь не приводим.

Тот факт, что в самом начале деформации простого сдвига ось максимального удлинения k_1 составляет с упомянутой вертикалью (см. рис. 1.13) угол в 45°, приводит к следующему парадоксу. Один из известных зарубежных специалистов по структурной геологии и тектонофизике Дж. Рэмзи (*J. Ramsay*) предложил своим студентам задачу на тему «поиски исчезнувшей дайки» (рис. 1.14).

На этом рисунке изображено поле вулканитов, деформированных в полосе субширотного правого сдвига. Индикатором деформации является ориентированная в северо-восточном направлении под углом в 45° к зоне сдвига флюидальная текстура вулканитов. Эта текстура образована включениями, которые до деформации были сферическими, а в результате деформации сдвига превратились в эллипсоиды, длинная ось которых направлена в сторону максимального удлинения k_1. Субмеридиональная дайка долеритов, обнаженная на южном крыле сдвиговой зоны, подверглась в этой зоне смещению в восточном направлении. Требуется найти ее продолжение на северном крыле зоны.

Эта задача была предложена студентам перед лекцией об особенностях деформации простого сдвига. Руководствуясь лишь интуицией, студенты трассировали дайку в направлении флюидальной текстуры в зоне сдвига (вариант *б*). Между тем трассировать ее следует в субмеридиональном направлении (вариант *а*), поскольку ориентировка флюидальной текстуры свидетельствует лишь о весьма незначительном (начальном, близком к нулю) смещении в зоне

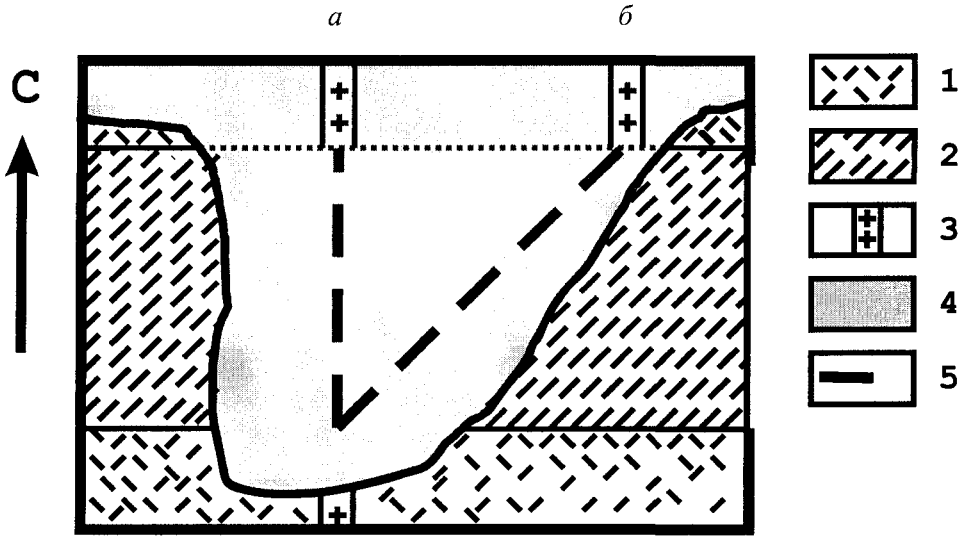


Рис. 1.14. Корректный (*а*) и некорректный (*б*) прогноз местоположения дайки долеритов (3), скрытой под более молодыми отложениями (4) к северу от зоны широтного правостороннего сдвига (2), в которой первичные вулканиты (1), содержащие сферические включения, приобрели ориентированную текстуру (включения превратились в эллипсы с упорядоченной ориентировкой длинных осей, показанной штриховкой). Парадокс состоит в том, что при *малой* величине деформации широтного простого сдвига ось максимального удлинения эллипсов ориентирована под углом, чуть бóльшим 45° по отношению к нормали к направлению сдвига. 5 — предполагаемые варианты смещения дайки в зоне сдвига (по Дж. Рэмзи)

сдвига (на рис. 1.13 это соответствует углу скашивания $\delta = 0$). Этот пример наглядно показывает важность учета тектонофизических закономерностей при геокартировании и поиске полезных ископаемых, о чем говорилось во введении.

Ниже будет показано, что, вообще говоря, при простом сдвиге происходит сочетание собственно деформации и «внешнего» вращения, и именно последнее как раз и ответственно за непрерывное изменение ориентировки оси максимального удлинения при прогрессирующей деформации.

1.2.13. Скорости компонентов тектонического течения, их размерность и единицы измерения

Скорость любой физической величины — это параметр, характеризующий изменение значения данной величины в единицу времени. Например, если у автомобиля отсутствует спидометр (от английского *speed* — скорость), то скорость движения автомобиля можно определить по разности показателя километража в единицу времени. Существует понятие «мгновенная скорость», когда отрезок времени, принятый за единицу, значительно короче длительности самого процесса. Это необходимо подчеркнуть в связи с геологической спецификой. Так, «мгновенная» скорость дрейфа континентов может быть

измерена по отрезку времени, значительно превышающему одну секунду (например, десяток тысяч лет), но этот отрезок времени значительно короче времени дрейфа континентов со времени распада последней Пангеи (первые сотни миллионов лет).

Точное определение скорости изменения значений физической величины, как известно, выражается пределом. Начнем со скорости *поступательного движения* — одного из трех компонентов тектонического течения:

$$v \approx \frac{s_2 - s_1}{t_2 - t_1} \approx \frac{\Delta s}{\Delta t} = \frac{ds}{dt}. \qquad (1.2.19)$$

Здесь s_1 и s_2 — это величины пути, пройденного элементарным объемом к моментам времени соответственно, t_1 и t_2. Δs и Δt представляют собой *конечные* разности соответствующих величин, поэтому их отношение отражает лишь величину *средней* скорости поступательного движения, что и отражено символом *приблизительного* равенства $\approx$. А вот ds и dt — это *бесконечно малые* разности тех же величин при $\Delta t \to 0$, и их отношение отражает точную, или «мгновенную», величину скорости. Напомним, что в терминах дифференциального исчисления «скорость есть производная от пути по времени».

Размерность скорости поступательного движения определяется по формуле (1.2.19):

$$\{V\} = \frac{\{L\}}{\{T\}}. \qquad (1.2.20)$$

По правилам физики размерности физических величин заключаются в фигурные скобки, а сами величины обозначаются при этом прописными буквами. *Единицы измерения* этих величин определяются по аналогичным формулам, где вместо размерностей фигурируют соответствующие единицы измерения. Так, единица скорости поступательного движения в «старой» системе единиц **CGS** (сантиметр, грамм, секунда) определяется по формуле (1.2.20) как **см/с**, а в принятой сейчас Международной системе единиц **SI** (*Système International d'Unitées* — метр, килограмм, секунда) — как **м/с**. В геодинамике для характеристики скорости вертикальных тектонических движений обычно используется единица скорости **мм/год = м/тыс. лет = км/млн лет**. Для характеристики скорости горизонтальных тектонических движений (в частности, скорости дрейфа континентов, скорости спрединга и т. п.), которая обычно на порядок превышает скорость вертикальных движений, используется единица скорости **см/год**.

Аналогичным образом определяются размерность и единицы измерения скорости для другого компонента тектонического течения — *вращения* элементарного объема:

$$\omega = \frac{d\alpha}{dt}. \qquad (1.2.21)$$

Здесь ω — угловая скорость вращения, а α — угол поворота при вращении вокруг некоторой оси. Из этой формулы видно, что в числителе фигурирует безразмерная величина (выражаемая в радианах), а в знаменателе — время. Поэтому размерность угловой скорости вращения обратна размерности времени, а соответствующая единица измерения — $\mathbf{c}^{-1}$ (так называемая «обратная секунда»). Если говорить точно, то это 1 радиан в секунду. Напомним, что 1 радиан — угол такого сектора круга, у которого длина дуги равна радиусу круга. 1 радиан ≈ 57°. Например, прямой угол равен $\pi/2 \approx 1{,}57$ радианов.

Скорость третьего компонента тектонического течения — *деформации* — определяется следующим образом. Из формул (1.2.19) и (1.2.21) видно, что в числителе фигурирует бесконечно малая величина ds или $d\alpha$. Значит, и в интересующем нас случае должна присутствовать бесконечно малая величина приращения деформации. Отсюда следует, что для определения скорости деформации удобнее воспользоваться «процентной» мерой деформации ε, более пригодной для операций с малыми деформациями (см. выше):

$$\dot{\varepsilon} = \frac{d\varepsilon}{dt}. \qquad (1.2.22)$$

Заметим, что в физике зачастую для обозначения скорости физической величины над символом этой величины ставится точка.

Поскольку в числителе выражения (1.2.22) стоит безразмерная величина, то, как и в случае со скоростью вращения (1.2.21), размерность скорости деформации также обратна размерности времени, а единицей измерения служит $\mathbf{c}^{-1}$ («обратная секунда»).

Величина скорости деформации, имея в числителе по определению *малое* приращение деформации, играет в механике сплошной среды, и в частности в тектонофизике, весьма важную роль. Как будет показано ниже, поле *напряжений* с точностью до постоянного множителя (модуля упругости или коэффициента вязкости) адекватно полю именно *малых* деформаций (каковыми являются упругие деформации) и в то же время весьма неоднозначно связано с полем *больших* пластических деформаций.

1.2.14. Взаимосвязь полей скоростей поступательного движения, вращения и деформации элементарных объемов геологической сплошной среды

Поле скоростей **поступательного движения** может быть *однородным*. Это означает, что все элементарные объемы, составляющие интересующее нас геологическое тело, движутся в одном и том же направлении с одной и той же

скоростью (в частном случае — находятся в состоянии покоя). Поэтому взаимное расположение элементарных объемов не меняется, что означает отсутствие деформации данного геологического тела. То есть формально поле скоростей **деформации** также однородно в тривиальном смысле: эта скорость для всех элементарных объемов равна нулю. В качестве примера можно привести вертикальный подъем блока жесткого кристаллического фундамента.

Однородным может быть и поле скоростей **вращения**. В этом случае все элементарные объемы рассматриваемого геологического тела вращаются вокруг некоторой оси в одном направлении (скажем, против часовой стрелки) с одной и той же угловой скоростью. И опять взаимное расположение элементарных объемов не меняется, что также означает отсутствие деформации данного геологического тела. Пример — вращение вокруг вертикальной оси жестких микроконтинентов, регистрируемое палеомагнитными методами.

Комбинация *однородных* полей поступательного движения и вращения также означает отсутствие деформации. Пример — сочетание движения Земли вокруг Солнца с ее вращением вокруг собственной оси.

А вот *неоднородное* поле скоростей поступательного движения неизбежно вызывает появление поля ненулевых скоростей деформации. Поясним это на простом примере.

Одномерные поля. Рассмотрим горизонтально ориентированное материальное волокно, движущееся по горизонтали в правую сторону. Выделим некоторый малый (элементарный) отрезок этого волокна (аналог элементарного объема для одномерного случая) длиной Δx. В момент времени t левый конец этого отрезка находится в точке x на горизонтальной оси координат и движется направо со скоростью $v(x)$, а его правый конец находится в точке $(x + \Delta x)$ и движется также направо, но с большей скоростью $(v + \Delta v)$, т. е. имеет место одномерное (вдоль одной горизонтальной оси) *неоднородное* поле скоростей частиц нашего волокна. К моменту времени $(t + \Delta t)$ левый конец элементарного отрезка переместится вправо на расстояние $v\Delta t$, а правый конец — на расстояние $(v + \Delta v)\Delta t$. В результате длина отрезка увеличится на $\Delta v \Delta t$. С учетом первоначальной длины отрезка Δx заключаем по формуле (1.2.1), что в процессе поступательного перемещения за время Δt наш отрезок испытал приращение деформации удлинения $\Delta\varepsilon = \Delta v \Delta t / \Delta x$. Разделив обе части равенства на Δt и переходя к пределу при $\Delta x \to 0$ и $\Delta t \to 0$, получаем с учетом формулы (1.2.22):

$$\dot{\varepsilon} = \frac{d\varepsilon}{dt} = \frac{dv}{dx}. \qquad (1.2.23)$$

Это формула связи простейшего *одномерного* поля скорости поступательного движения *одномерного* материального волокна с полем (также *одномерным*) скорости деформации этого волокна. Необходимо обратить внимание на один тонкий момент. Каждая *точка* волокна с координатой x имеет

свою скорость $v(x)$. Каждый *отрезок* волокна $[x, x + \Delta x]$ состоит из точек, имеющих свою скорость (напомним, что в математике отрезок численно обозначается координатами двух его концов, заключенными в квадратные скобки). Однако *малость* длины отрезка ($\Delta x \to 0$) дает нам право считать, что скорости всех его точек отличаются незначительно, и поэтому для характеристики скорости его *поступательного движения* можно принять значение $v(x)$. Однако для характеристики скорости его *деформации* мы не можем пренебречь разницей значений $v(x)$ и $v(x + \Delta x)$ на его концах. Это пример того, как значением *одной и той же* малой величины Δv в одном случае можно пренебречь, а в другом — нельзя.

Двумерные поля. Здесь мы имеем дело с более сложным случаем. Принцип вычислений был продемонстрирован выше, поэтому приведем лишь окончательные формулы. В геологии обычно оси координат X и Y располагают горизонтально, а ось Z — вертикально. В нашем двумерном случае плоскость XZ представляет собой геологический разрез перпендикулярно оси Y. Довольно часто последняя представляет собой простирание складчатости, при этом обычно предполагается, что в направлении простирания тектоническое течение отсутствует и можно ограничиться анализом последнего в плоскости XZ.

Пусть мы имеем векторное поле скоростей поступательного движения $\mathbf{v}(x, z)$. Это означает, что известен вектор скорости $\mathbf{v}$ каждой материальной точки с координатами x и z. (Символы векторных величин часто печатаются жирным шрифтом.) Составляющие этого вектора по осям X и Z обозначаются так: v_x и v_z. По полю скоростей поступательного движения $\mathbf{v}$ можно определить поля скоростей двух других компонентов тектонического течения (приводим окончательные формулы):

$$\omega(x, z) = \frac{1}{2} \times \left(\frac{dv_z}{dx} - \frac{dv_x}{dz}\right), \tag{1.2.24}$$

$$\dot{\varepsilon}_{xx}(x, z) = -\dot{\varepsilon}_{zz}(x, z) = \frac{dv_x}{dx} = -\frac{dv_z}{dz}, \tag{1.2.25}$$

$$\dot{\varepsilon}_{xz}(x, z) = \frac{1}{2} \times \left(\frac{dv_z}{dx} + \frac{dv_x}{dz}\right). \tag{1.2.26}$$

Три последние формулы представляют собой дифференциальные уравнения с *частными* производными и относятся к элементарному объему, центр которого располагается в точке с координатами x и z. Напомним, что частная производная функции двух переменных аргументов представляет собой производную этой функции по одному переменному аргументу при постоянстве значений другого аргумента.

Символ ω — это угловая скорость «внешнего» вращения элементарного объема вокруг оси, перпендикулярной плоскости $X Z$. Как уже говорилось выше, это такое вращение, при котором взаимное расположение точек

элементарного объема не изменяется в процессе тектонического течения. Его можно назвать «жестким» вращением по аналогии, например, с колесом, спицы которого сохраняют взаимное расположение.

Символ $\dot{\varepsilon}$ с точкой наверху обозначает скорость деформации (см. выше). Первый нижний индекс обозначает ось координат, параллельно которой располагается рассматриваемое материальное волокно нашего элементарного объема. Второй индекс указывает на ту ось координат, в направлении которой осуществляется деформация этого волокна. Например, ε_{xx} — это деформация удлинения или укорочения волокна, параллельного оси X, в направлении той же оси. А вот ε_{xz} — это деформация простого сдвига того же волокна в направлении оси Z. (Например, на рис. 1.13 вертикальная сторона первичного квадрата испытала сдвиг в горизонтальном направлении.) Равенство $\varepsilon_{xx} = -\varepsilon_{zz}$ отражает тот факт, что абсолютная величина деформации (в «процентной» мере ввиду *малости* деформации) в направлении осей X и Z одинакова. Однако она отличается знаком: если вдоль одной оси осуществляется удлинение волокна, то вдоль другой оси — компенсационное укорочение перпендикулярного волокна для обеспечения сохранения объема (в нашем двумерном случае — площади) при деформации нашего элементарного объема. По совокупности формул (1.2.25) и (1.2.26) можно получить полное представление о деформации рассматриваемого элементарного объема в единицу времени, в частности об ориентировке главных осей деформации и величинах максимального удлинения ε_1 и максимального укорочения ε_3 вдоль этих осей. Однако соответствующие формулы довольно громоздки и не потребуются нам в дальнейшем; поэтому здесь мы их не приводим. Заметим, что формула (1.2.23) для одномерного поля скоростей деформации представляет собой частный случай двумерного поля, отраженного в формуле (1.2.25).

Сравнение двух близких по содержанию формул (1.2.24) и (1.2.26) приводит к следующему результату. Если сложить отдельно их левые и правые части, то в результате получим:

$$\omega(x, z) + \dot{\varepsilon}_{xz}(x, z) = \frac{dv_z}{dx}. \qquad (1.2.27)$$

Левая часть представляет собой сумму «внешнего» («жесткого») вращения и деформационного «внутреннего» вращения волокна, ориентированного параллельно оси X. Это вращение, обусловленное суммарным действием обоих компонентов тектонического течения, получило наименование «дисторсия». В качестве примера можно привести суммарное вращение основания первичного квадрата (рис. 1.2*а*), которое оно испытало в процессе действия двух из трех компонентов тектонического течения (рис. 1.2*б*→*г*). При деформации удлинения-укорочения, или «чистого сдвига» (рис. 1.2*в*→*г*), имеет место только деформационное «внутреннее» вращение. А вот при деформации простого

сдвига (рис. 1.13) происходит как раз дисторсия, отражаемая углом сдвига δ: при неподвижности основания первичного квадрата часть поворота его первично вертикальной стороны осуществляется посредством деформации, а другая часть — посредством «жесткого» поворота. Последний является причиной постоянного изменения ориентировки оси максимального удлинения при прогрессирующей деформации, которая в самом начале была ориентирована под углом 45° к направлению сдвига, о чем мы говорили выше.

Еще раз подчеркнем, что при оценке скорости деформации речь идет о *малой* деформации. К этой чрезвычайно важной оговорке мы неоднократно будем обращаться ниже.

Сказанное в этом параграфе свидетельствует о том, что все три компонента тектонического течения — поступательное движение, вращение и деформация элементарных объемов геологической сплошной среды — являются взаимно зависимыми и дополняющими друг друга процессами, и в самом начале нашего изложения мы искусственно разделили их лишь для наглядности (см. рис. 1.2).

1.3. НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ СПЛОШНОЙ СРЕДЫ

Выше, в разделах 1.1 и 1.2, были рассмотрены две составляющие триады «объект — процесс — причина». В качестве **объекта** фигурирует земная кора как механически неоднородная и иерархически устроенная сплошная среда и отдельные составляющие ее геологические тела различного ранга и размера. В качестве **процесса**, происходящего с этим объектом, выступает тектоническое течение как сочетание поступательного движения, вращения и деформации элементарных объемов геологической сплошной среды. Необходимо отметить, что выделение отдельных геологических тел и их специальный анализ производится достаточно условно по тем или иным признакам (возраст, состав, степень «жесткости», степень обнаженности и т. п.). При этом всегда приходится иметь в виду, что выделенное тело окружено со всех сторон (если не считать земной поверхности) другими геологическими телами. Поэтому процесс тектонического течения в выделенном теле трудно представить в изоляции от аналогичного процесса в смежных телах, не говоря уже о том, что это тело само является составной частью более крупного геологического тела и поэтому принимает участие в тектоническом течении, происходящем в этом более крупном теле. По этой причине, как говорилось выше, более адекватной базой для анализа является **механика сплошной среды**, нежели **механика твердого тела**, которая обычно оперирует с *изолированными* телами. В силу последнего обстоятельства в механике твердого тела поступательное движение и вращение изолированных тел рассматриваются сами по себе (например, в небесной механике), а деформации — также отдельно (например, в «сопромате»), вне связи с поступательным движением и вращением, которые часто вообще предполагаются отсутствующими. В механике же сплошной среды

ее элементарные объемы считаются подверженными одновременному действию трех названных процессов, которые в совокупности и составляют течение сплошной среды.

1.3.1. Специфика определения причины тектонического течения

Уже из названия упомянутых разделов механики следует, что один из них имеет дело с *твердым* телом, а другой — с *жидкостью* или *газом*. Жидкость, в отличие от газа, обычно в первом приближении считается несжимаемой, и в этом она сходна с твердым телом. Земная кора и составляющие ее геологические тела (за исключением магмы и флюидов) — это твердые тела. Однако геологическая специфика состоит в том, что наряду с *кратковременными* процессами (например, землетрясениями) в земной коре происходят и чрезвычайно *длительные* процессы. Как будет показано ниже, при такой длительности процесса твердые тела ведут себя подобно жидкостям.

Все вышесказанное позволяет вплотную подойти к характеристике третьей составляющей упомянутой триады «объект — процесс — причина». В «небесном» и других родственных разделах механики твердого тела, где главными процессами являются поступательное движение и вращение изолированного твердого тела, их причиной считаются *внешние* силы, приложенные к этим телам (второй закон Ньютона), а в случае отсутствия внешних сил — инерция (первый закон Ньютона). В другом разделе механики твердого тела — «сопромате» — главный процесс — это деформация также изолированного твердого тела; ее причина — *внешние* силы, компенсированные реакцией опоры, так что их равнодействующая равна нулю (третий закон Ньютона).

В механике сплошной среды дело обстоит иначе. Причиной течения жидкости считается неравномерное всестороннее давление, которое испытывают ее элементарные объемы (уравнение Навье — Стокса). А неравномерность давления обусловлена неравенством плотностей этих объемов в сочетании с действием силы тяжести. В то же время вязкость жидкости (об этом свойстве речь пойдет впереди) оказывает сопротивление процессу течения. Названные факторы — градиент давления, вязкость жидкости, ее плотность и ускорение силы тяжести — как раз и определяют поле скоростей течения в векторном дифференциальном уравнении Навье — Стокса с частными производными. По сравнению с упомянутыми тремя законами Ньютона это уравнение довольно сложно, и мы его здесь не приводим.

Поэтому на данном этапе изложения предмета мы начнем с более простых вещей, на некоторое время забыв о двух компонентах тектонического течения — *поступательном движении и вращении*, и сосредоточим внимание на третьем компоненте — деформации, причину которой изложим в традиционном для «сопромата» порядке. Как мы увидим ниже, этот порядок далеко не бесспорен применительно к геологической сплошной среде, но необходим для уяснения некоторых основополагающих понятий.

1.3.2. Силы

Как было сказано выше, применительно к изолированным твердым телам понятие силы определяется тремя фундаментальными законами Ньютона.

Первый закон гласит, что при отсутствии воздействия силы тело сохраняет состояние покоя или равномерного прямолинейного движения по инерции (т. е. отсутствует ускорение).

Второй закон констатирует наличие силы F и ее связь с массой тела m и вызываемым этой силой ускорением тела a («сила есть причина ускорения»):

$$F = ma. \tag{1.3.1}$$

Эту простейшую формулу, в то же время содержащую в себе всю вышеназванную триаду — объект (m), процесс (a) и причину (F), — мы в дальнейшем будем приводить для сравнения с некоторыми формулами тектонофизики.

Третий закон утверждает, что при взаимодействии двух тел каждое из них действует на другое тело с силой, равной по величине и противоположной по направлению («действие равно противодействию»). Это так называемая «реакция опоры». Если одно из этих тел неподвижно («пассивное» тело, «опора»), то «активное» тело, хотя на него и действует некая сила (например, сила тяжести), которую оно передает «пассивному» телу, тем не менее остается в покое и не получает положенного по второму закону ускорения. Это происходит потому, что «пассивное» тело действует на «активное» с равной и противоположно направленной силой. В результате равнодействующая сил, приложенных к «активному» телу, оказывается равной нулю и у «активного» тела отсутствуют *поступательное движение* и *вращение*. Однако это не означает, что в этом теле ничего не происходит, — в нем возникают *напряжения* и оно испытывает *деформацию*.

1.3.3. Одноосное напряженное состояние

Начнем, как мы это делали и раньше, с простейшего случая. Пусть к телу с разных его сторон приложены две равные и противоположно направленные силы. На рис. 1.15 изображен горизонтальный брус в разрезе. К его торцам приложены названные растягивающие силы F. Выделим в брусе перпендикулярное к его длинной стороне поперечное сечение, имеющее площадь S_0. Твердый брус можно представить в первом микроскопическом приближении как кристалл с простейшей кристаллической решеткой, в которой в шахматном порядке чередуются только два вида ионов, показанных на рис. 1.16*а*, соответственно кружками и квадратами. (Примерно такой структурой обладает минерал галит.) Наше сечение делит эту решетку на две части. Как известно из физики элементарных частиц, ионы связаны между собой «конкурирующими» силами притяжения и отталкивания. При расхождении ионов силы их взаимного притяжения увеличиваются, а силы отталкивания ослабевают.

При сближении ионов имеет место обратное соотношение. Поэтому существует некоторое оптимальное расстояние между ионами, когда силы притяжения и отталкивания взаимно уравновешены. Это расстояние и определяет кристаллическую структуру твердого тела. Ионы как бы связаны между собой невидимыми *ненапряженными* пружинами (см. рис. 1.16*а*).

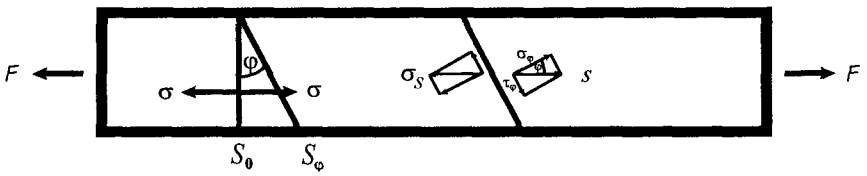


Рис. 1.15. Одноосное напряженное состояние. Пара растягивающих сил F создает напряжения разной величины (σ и σ_S) в различно ориентированных сечениях тела (S_0 и S_φ соответственно). Справа показано разложение общего напряжения σ_S в сечении S_φ по правилу параллелограмма на нормальную (σ_φ) и касательную (τ_φ) составляющие

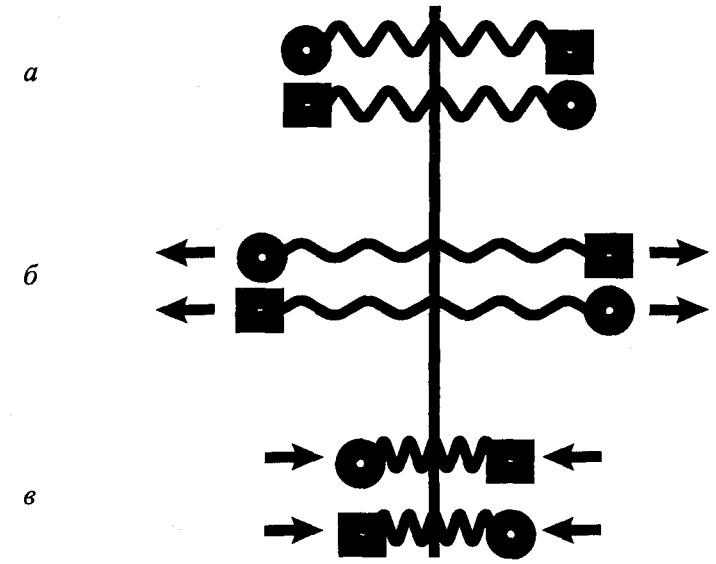


Рис. 1.16. Модель деформаций удлинения и укорочения простейшей кристаллической решетки. В «спокойной» кристаллической решетке (*а*) силы взаимного притяжения и отталкивания соседних ионов уравновешены (они как бы сцеплены ненапряженной «пружиной»). При приложении к решетке растягивающих внешних сил (*а*→*б*) ионы раздвигаются, при этом силы их взаимного притяжения превосходят силы отталкивания («пружина» растянута). При приложении к ней сжимающих внешних сил (*а*→*в*) ионы, наоборот, сближаются; на этот раз силы их взаимного отталкивания превосходят силы притяжения («пружина» сжата). Если снять *внешние* напряжения, то *внутренние* напряжения в решетке (деформированная «пружина») вернут ее в исходное устойчивое состояние

Приложим к кристаллической решетке с двух сторон горизонтально ориентированные растягивающие силы, показанные на рис. 1.16*б* стрелками. Эти *внешние* силы в сумме с упомянутыми выше *внутренними* силами взаимного отталкивания ионов превысят силы их взаимного притяжения, что приведет к горизонтальному раздвижению ионов. Однако, как уже говорилось, такое раздвижение вызовет увеличение сил взаимного притяжения (упомянутые воображаемые пружины растянутся). В результате раздвижение ионов прекратится, когда между ними установится новое расстояние по горизонтали, на котором силы притяжения и отталкивания будут взаимно уравновешены. (Если же к кристаллической решетке будут приложены горизонтальные сжимающие силы, показанные на рис. 1.16*в*, то ионы, наоборот, сблизятся по горизонтали, а воображаемые пружины сожмутся.)

Таким образом, к нашему поперечному сечению бруса S_0 (см. рис. 1.15) приложены две пары горизонтальных сил F. Одна пара — это *активные* (от корня *actio* — действие) *растягивающие* силы. Другая пара — это *реактивные* (ответное противодействие) *сжимающие* силы; их можно себе представить в виде растянутых пружинок, стремящихся вернуть кристаллическую решетку в первоначальное положение. Эти две пары сил взаимно уравновешены, их равнодействующая равна нулю, и наш брус в результате не испытывает поступательного перемещения. Здесь и далее мы будем показывать на рисунках только **активные** силы, не забывая при этом об обязательном присутствии уравновешивающих их **реактивных** сил (показ тех и других сильно усложнил бы рисунок). А при описании активной силы не будем забывать, что на самом деле речь идет о *паре* одинаковых по величине и противоположно направленных сил.

Как известно из физики, сила, действующая на единицу площади, называется **напряжением** или **давлением**. Ниже мы покажем, в каких случаях удобно применять первый термин, а в каких — второй. Сейчас же мы определим растягивающее напряжение на поперечном сечении площадью S_0 (см. рис. 1.15):

$$\sigma = \frac{F}{S_0}. \tag{1.3.2}$$

Теперь определим напряжение, действующее на сечение S_φ, произвольно ориентированное под углом φ к сечению S_0. На это сечение действует та же горизонтальная сила F, но его площадь теперь другая, она составляет $S_\varphi = S_0/\cos\varphi$. Поэтому горизонтальное напряжение, приложенное к этому сечению, с учетом (1.3.2) выражается так:

$$\sigma_S = \frac{F}{S_\varphi} = \sigma\cos\varphi. \tag{1.3.3}$$

Из этой формулы видно, что к **разноориентированным** сечениям приложены горизонтальные растягивающие напряжения **разной величины**. В этом напряжения отличаются от сил. **Сила** может быть приложена к **точке**, которая не имеет ориентировки, а **напряжение** приложено к единичному **сечению** (т. е. к сечению, площадь которого равна единице) с определенной ориентировкой. В этом отношении напряжение сходно с рассмотренной выше деформацией: разноориентированные материальные волокна деформированного тела изменяют свою длину по-разному. Для характеристики силы достаточно указать ее величину и направление, т. е. сила является **вектором**. А для характеристики напряжения этих двух параметров недостаточно; необходимо указать ориентировку единичного сечения, к которому приложено напряжение. Как мы говорили выше, такие величины, как деформация и напряжение, являются **тензорами**.

1.3.4. Нормальные и касательные напряжения, их соотношение

Общее горизонтальное растягивающее напряжение σ_S, приложенное к сечению S_φ (см. рис. 1.15), можно разложить на две составляющие. Одна из них (σ_φ) направлена по нормали к сечению S_φ и поэтому получила наименование **нормального напряжения**. Другая (τ_φ) ориентирована вдоль сечения; это так называемое **касательное напряжение**. Стрелки на рис. 1.15 показывают направление действия этих напряжений. С учетом реальной кристаллической решетки (см. рис. 1.16) нормальное напряжение стремится растянуть решетку по нормали к рассматриваемому сечению, а касательное напряжение стремится сдвинуть решетку вдоль этого сечения (геологическими аналогами являются соответственно раздвиг и сброс). Если бы к брусу на рис. 1.15 и к решетке на рис. 1.16 были приложены с боков не растягивающие, а сжимающие силы (см. рис. 1.16*в*), то к сечению S_φ оказалось бы приложенным *сжимающее* нормальное напряжение σ_φ, а касательное напряжение τ_φ изменило бы направление «сдвигающего усилия» (геологически вместо сброса был бы взброс).

С учетом (1.3.3) выражения для нормального и касательного напряжения, действующих в произвольном сечении S_φ, таковы:

$$\sigma_\varphi = \sigma_S \cos\varphi = \sigma \cos^2 \varphi, \tag{1.3.4}$$

$$\tau_\varphi = \sigma_S \sin\varphi = \sigma \sin\varphi\cos\varphi = \frac{\sigma}{2} \sin 2\varphi. \tag{1.3.5}$$

Так же, как мы это делали с формулой (1.2.5) для деформации произвольно ориентированного волокна, проведем анализ формул (1.3.4) и (1.3.5) для напряжений, действующих на произвольно ориентированном сечении, на экстремальные значения угла φ. Нормальное напряжение σ_φ при $\varphi = 0$ имеет максимальное значение σ и возвращает нас к напряжению в сечении, перпендику-

лярном длинной стороне бруса (см. рис. 1.15), отраженному в формуле (1.3.2). Другой экстремум ($\varphi = 90°$) соответствует нулевому значению σ_φ, т. е. отсутствию напряжений в сечении, параллельном длинной стороне бруса. Таким образом, при уменьшении угла φ или, выражаясь в терминах геологии, при выполаживании сечения нормальное напряжение σ_φ на нем монотонно убывает.

Иначе обстоит дело с касательным напряжением τ_φ. Для обоих экстремальных значений угла φ (соответственно 0 и 90°) это напряжение равно нулю. А вот для значения $\varphi = 45°$ оно оказывается *максимальным* и равным $\tau_{max} = \sigma/2$. Это максимальное касательное напряжение действует вдоль биссектрисы прямого угла, образованного короткой и длинной сторонами бруса, и численно равно полусумме указанных выше нормальных напряжений (σ и 0), действующих в соответствующих сечениях. Ниже мы покажем важность этой закономерности, остающейся в силе не только для рассматриваемого одноосного напряженного состояния.

1.3.5. Двухосное напряженное состояние

Брус, изображенный на рис. 1.15 с приложенными к нему горизонтальными силами (обозначим их на этот раз символом F_1), несколько укоротим, чтобы его длина стала соразмерна с его шириной. После этого приложим также и к его длинным сторонам вертикальные силы F_3. (Вертикальное направление в трехмерном геологическом пространстве обычно считается *третьей* осью координат; две другие оси располагаются в горизонтальной плоскости.) В результате вертикальное поперечное сечение бруса (площадь которого мы на этот раз обозначим через S_1), как и прежде, в соответствии с формулой (1.3.2) окажется под воздействием нормального напряжения $\sigma_1 = F_1 / S_1$. Аналогичным образом в соответствии с той же формулой в горизонтальном продольном сечении с площадью S_3 будет действовать нормальное напряжение $\sigma_3 = F_3 / S_3$. Если мы снова, как на рис. 1.15, проведем произвольное сечение под углом φ к вертикальной стороне бруса, то на этом сечении мы обнаружим действие не только нормального и касательного напряжений, обусловленных горизонтальными силами F_1 и выражаемых формулами (1.3.4) и (1.3.5). Окажется, что на это сечение действуют также нормальное и касательное напряжения, производные от вертикальных сил F_3 и вычисляемые по тем же формулам, с той разницей, что названный угол следует теперь отсчитывать от горизонтальной стороны бруса. Другими словами, этот угол ($90° - \varphi$) дополняет угол φ до прямого. Если мы теперь суммируем отдельно нормальные и касательные напряжения, действующие в сечении S_φ и производные соответственно от горизонтальных сил F_1 и вертикальных сил F_3, то мы в конечном счете получим нормальное σ_φ и касательное τ_φ напряжения, действующие в сечении S_φ:

$$\sigma_\varphi = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \tau_{max} \cos 2\varphi; \qquad (1.3.6)$$

$$\tau_\varphi = \tau_{max} \sin 2\varphi; \tag{1.3.7}$$

$$\tau_{max} = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}. \tag{1.3.8}$$

Выше, при характеристике одноосного напряженного состояния было отмечено что максимальное касательное напряжение τ_{max} действует в сечении, ориентированном под углом 45° как к длинной, так и к короткой сторонам бруса. Для двухосного напряженного состояния (как и для трехосного — см. ниже) τ_{max} также действует в сечении, образующем тот же угол 45° со сторонами бруса, т. е. с направлением сил F_1 и F_3, *независимо* от соотношения величины этих сил. Это следует из анализа формулы (1.3.7). Из той же формулы видно, что при экстремальных значениях угла φ (0° и 90°) касательное напряжение τ в соответствующем сечении, перпендикулярном направлению одной из названных сил, равно нулю. Нормальные же напряжения σ_φ, приложенные к этим двум сечениям и параллельные направлению названных сил (F_1 и F_3), по формулам (1.3.6) и (1.3.8) равны соответственно, σ_1 и σ_3.

Вывод формул (1.3.6) — (1.3.8) мы предоставляем читателю. При этом при сложении нормальных напряжений, действующих в сечении S_φ, ему следует руководствоваться правилом знаков для напряжений. Это правило аналогично тому, что мы говорили выше о деформациях. Растягивающие напряжения принято считать положительными, а сжимающие — отрицательными. (В англоязычной литературе принято обратное соотношение, основанное на том, что практически все напряжения в глубинах Земли являются сжимающими. К этому вопросу мы еще вернемся.) Касательные же напряжения, действующие в сечении S_φ, вычисляются следующим образом. Если обе силы — F_1 и F_3 — растягивающие или сжимающие, то вызываемые ими касательные напряжения действуют в сечении S_φ в противоположных направлениях. Если же одна из них — растягивающая, а другая — сжимающая, то названные касательные напряжения действуют в этом сечении в одном направлении. В первом случае суммарное касательное напряжение представляет собой разность, а во втором — сумму этих частных касательных напряжений.

Нетрудно заметить, что одноосное напряженное состояние, описанное выше, представляет собой частный случай двухосного напряженного состояния. Для этого достаточно в формулы (1.3.6) и (1.3.7) подставить значение $\sigma_3 = 0$ с учетом формулы (1.3.8), в результате чего после несложных преобразований они сведутся к формулам (1.3.4) и (1.3.5).

Отметим также тривиальный случай, когда $\sigma_1 = \sigma_3$. При этом по формуле (1.3.8) $\tau_{max} = 0$, что влечет за собой, согласно (1.3.6) и (1.3.7), $\sigma_\varphi = \sigma_1 = \sigma_3$ и $\tau_\varphi = 0$ при любом значении угла φ. Другими словами, хотя мы и прикладывали силы F_1 и F_3 только с двух сторон, тем не менее в любом сечении (а не только перпендикулярном к направлению действия этих сил) будет сохраняться одно и то же значение нормального напряжения при отсутствии касательных напряже-

ний. Ниже мы увидим, что при трехосном напряженном состоянии эта ситуация соответствует гидростатическому или литостатическому давлению, обусловленному только действием веса вышележащей толщи воды или горных пород (закон, открытый применительно к жидкости Б. Паскалем еще в XVII в.).

Формулы (1.3.6) — (1.3.8) весьма наглядно изображаются с помощью так называемой диаграммы Мора (рис. 1.17). На ней по оси абсцисс откладываются значения нормальных (с учетом правила знаков), а по оси ординат — касательных напряжений. Центр полукруга располагается на оси абсцисс в точке, равноудаленной от *алгебраически* максимального σ_1 и минимального σ_3 напряжений. Нормальное σ_φ и касательное τ_φ напряжения находятся соответственно как абсцисса и ордината конца радиуса-вектора, проведенного под углом 2φ к оси абсцисс.

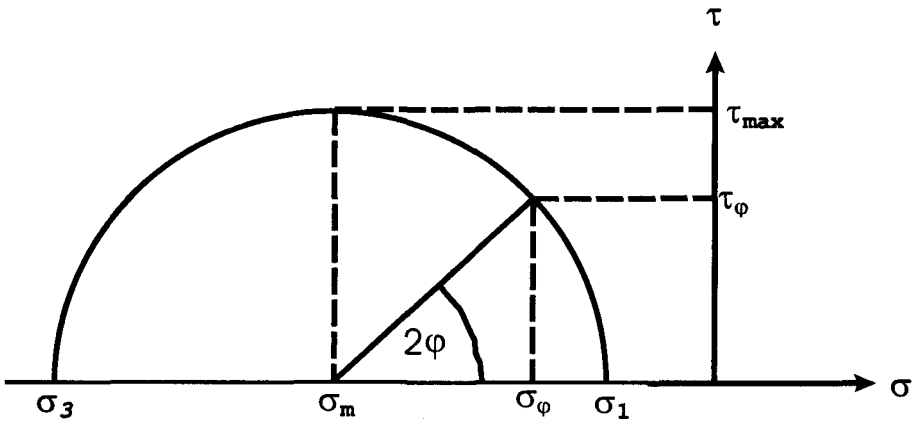


Рис. 1.17. Двухосное напряженное состояние. Диаграмма Мора для определения величины нормальных (σ_φ) и касательных (τ_φ) напряжений, действующих в произвольно ориентированном сечении тела, ориентированном под углом φ к оси главного минимального нормального напряжения σ_3. Центр полукруга расположен на оси абсцисс нормальных напряжений σ в точке, абсцисса которой соответствует полусумме главных максимального (σ_1) и минимального (σ_3) нормальных напряжений (σ_m). Радиус полукруга равен величине максимального касательного напряжения τ_{max}. По оси ординат отложены касательные напряжения τ

1.3.6. Трехосное напряженное состояние

Перейдем теперь от напряженного состояния в плоскости к напряженному состоянию в объеме. Для этого представим себе, что брус, изображенный на рис. 1.15, имеет и третье измерение и представляет собой в объемном изображении прямоугольный параллелепипед. Снова приложим, на этот раз к трем парам его сторон, перпендикулярные к ним растягивающие силы, соответственно F_1, F_2 и F_3. Частные от деления этих сил на площади соответствующих сторон параллелепипеда — S_1, S_2 и S_3 — представляют собой, как мы видели выше, нормальные напряжения σ_1, σ_2 и σ_3, действующие в сечениях, параллельных сторонам параллелепипеда. Во всех других сечениях, ориентированных

под разнообразными углами к направлениям сил F_1, F_2 и F_3, действуют как нормальные, так и касательные напряжения. Для их вычисления требуется та же процедура, что и в случае одноосного напряженного состояния (см. выше рис. 1.15 и соответствующий текст). Только эту процедуру необходимо применить отдельно для каждого из упомянутых «генерирующих» нормальных напряжений σ_1, σ_2 и σ_3, а затем произвести сложение полученных результатов отдельно для нормальных и касательных напряжений, действующих в рассматриваемом произвольном сечении, как это было описано выше для двухосного напряженного состояния.

Напомним, что для двухосного напряженного состояния мы привели лишь окончательные формулы (1.3.6) — (1.3.8) для нормального и касательного напряжений в произвольном сечении, предоставив их вывод читателю. Для трехосного же напряженного состояния соответствующие формулы настолько сложны, что мы их здесь не приводим. Любознательный читатель может их вывести, затратив некоторые усилия. Обратим внимание лишь на один замечательный результат таких вычислений. Как и для двухосного случая, плоскость максимальных касательных напряжений ориентирована под углом 45° к осям максимального (σ_1) и минимального (σ_3) нормальных напряжений независимо от соотношения приложенных сил F_1, F_2 и F_3. Само максимальное касательное напряжение в этой плоскости определяется вышеприведенной формулой (1.3.8).

Отметим также тривиальный случай, когда $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$. При этом по формуле (1.3.8) даже $\tau_{max} = 0$. Это означает отсутствие касательных напряжений в любом произвольном сечении. Другими словами, хотя мы и прикладывали силы F_1, F_2 и F_3 только с трех сторон, тем не менее в любом сечении (а не только перпендикулярном к направлению действия этих сил) будет сохраняться одно и то же значение нормального напряжения ($\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$) при отсутствии касательных напряжений. Как говорилось выше, эта ситуация соответствует гидростатическому или литостатическому давлению, обусловленному только действием веса вышележащей толщи воды или горных пород.

1.3.7. Главные оси напряжений

Выше говорилось об эллипсоиде деформации, т. е. о той фигуре, в которую превращается первоначальная сфера после деформации. У этой сферы имеется множество волокон-диаметров. Каждый из них изменяет свою длину по-разному, но только один испытывает **максимальное** удлинение и только один — **максимальное** укорочение. Эти два бывших диаметра образуют две оси эллипсоида деформации — ось максимального удлинения и ось максимального укорочения. Вкупе с третьей осью эллипсоида они являются **главными** осями деформации. Теперь посмотрим, существуют ли подобные оси напряжений.

Вернемся к напряженному состоянию. Выше были рассмотрены три типа напряженного состояния — одноосное (приложение одной пары сил в един-

ственном направлении), двухосное (приложение двух пар сил в двух взаимно перпендикулярных направлениях) и трехосное (приложение трех пар сил в трех взаимно перпендикулярных направлениях). Можно себе представить еще очень много вариантов приложения сил к рассматриваемому телу. Однако любые такие варианты в конечном счете приводят только к двум возможным ситуациям.

1. Во всех разноориентированных сечениях, проходящих через интересующую нас точку тела, действует только нормальное сжимающее напряжение с постоянным значением независимо от ориентировки сечения. Это так называемое равномерное всестороннее сжатие. Как говорилось выше, такая ситуация соответствует гидростатическому или литостатическому давлению, обусловленному только действием веса вышележащей толщи воды или горных пород, когда во всех сечениях отсутствуют касательные напряжения.

2. Если же это не так, т. е. хотя бы в одном сечении мы обнаружили, помимо нормального, также и касательное напряжение, то и во множестве других разноориентированных сечений также обнаружатся касательные напряжения. В этом случае **всегда** найдутся три (и только три!) взаимно перпендикулярные сечения, обладающие тем замечательным свойством, что именно на них как раз и отсутствуют касательные напряжения, а действуют только нормальные. Нормали к этим трем сечениям получили название **главных осей напряжений**. А сами напряжения, действующие по нормали к этим сечениям, именуются **главными нормальными напряжениями**.

Напомним о правиле знаков. Как и в случае деформаций, растягивающие напряжения принято считать положительными, а сжимающие — отрицательными. Однако в зарубежной геологической литературе приняты противоположные обозначения с учетом того обстоятельства, что в земных недрах, начиная с некоторой глубины, все нормальные напряжения являются сжимающими из-за действия веса вышележащих толщ. Каким образом можно отличить в этом случае геодинамическую обстановку горизонтального растяжения от обстановки горизонтального сжатия — об этом речь пойдет ниже.

Это правило знаков дает возможность расположить главные нормальные напряжения в порядке их *алгебраического* убывания:

$$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3. \qquad (1.3.9)$$

Приведенная формула аналогична формулам для главных деформаций (1.2.7) и (1.2.8). Здесь σ_1 — главное растягивающее напряжение, σ_3 — главное сжимающее напряжение, а σ_2 — главное промежуточное напряжение, которое может быть как растягивающим (положительным), так и сжимающим (отрицательным). Оси σ_1 и σ_3 получили соответственно наименование осей максимального растяжения и сжатия. (О том, почему первая из них является «осью растяжения», несмотря на абсолютное господство напряжений сжатия

в недрах Земли из-за действия веса вышележащих толщ, мы, как и обещали, расскажем в следующем параграфе.)

1.3.8. Общее напряжение как сочетание равномерного всестороннего сжатия и девиаторного напряжения, роль этих составляющих в деформации элементарного объема

Рассмотрим парадоксальный на первый взгляд пример (рис. 1.18). На некоторой глубине под земной поверхностью расположено тело первично квадратной формы (в вертикальном сечении). На это тело действует вертикальное сжимающее напряжение σ_1, обусловленное весом вышележащих толщ. В то же время в горизонтальном направлении тело подвергается действию сжимающего напряжения σ_3. Соотношение двух названных напряжений таково: по *абсолютной* величине $|\sigma_3| > |\sigma_1|$, т. е. по горизонтали действует не только упомянутый вес вышележащих толщ (по закону Паскаля), но и дополнительное сжимающее напряжение тектонической природы. Но в силу указанного выше правила знаков, когда сжимающие напряжения считаются отрицательными, по *алгебраической* величине $\sigma_3 < \sigma_1$. Возникает вопрос — что будет происходить с интересующим нас телом в заданном напряженном состоянии? Интуитивно ясно, что тело будет испытывать укорочение по горизонтали и компенсационное удлинение по вертикали (для сохранения постоянства объема). Однако формально оно не только в горизонтальном, но и в вертикальном направлении подвергается действию сжимающего напряжения. Каким же образом тело может удлиняться в направлении действия сжимающего напряжения?

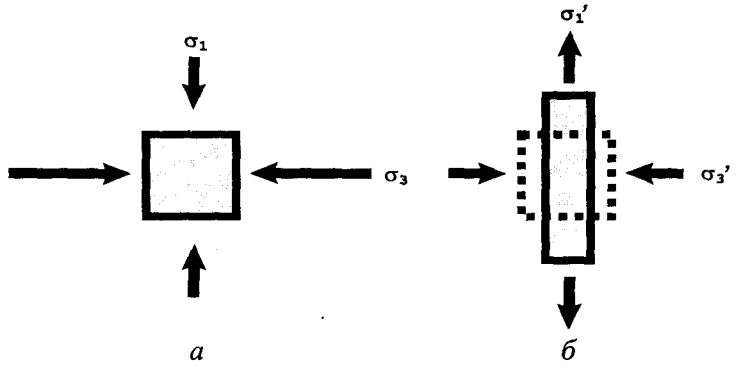


Рис. 1.18. Парадокс вертикального удлинения (*а*→*б*) квадратного тела под действием горизонтального максимального сжимающего напряжения σ_3 вопреки действию вертикального минимального, но тоже *сжимающего* напряжения σ_1, обусловленного литостатической нагрузкой вышележащих толщ. Парадокс разрешается посредством учета того обстоятельства, что ответственными за деформацию являются не *общие* напряжения σ_1 и σ_3, а лишь их *девиаторные* составляющие σ_1' и σ_3' (пояснения в тексте). Девиаторное напряжение σ_1' является *растягивающим*, что и обусловливает удлинение тела по вертикали

Разрешение этого парадокса заключается в том, что **общее** напряжение можно разложить на два компонента: напряжение **равномерного** всестороннего сжатия (σ_m) и **девиаторное** напряжение (σ').

$$\sigma_m = \frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3}. \qquad (1.3.10)$$

σ_m — это то напряжение, которое ответственно за уменьшение **объема** без изменения **формы** тела. Так, когда в петрологии фигурирует термин «давление», то это и есть та составляющая общего напряжения, которая описывается приведенной формулой, — равномерное всестороннее сжатие. Как подчеркивают петрологи, это давление никак не влияет на форму равновесных с ним новообразованных минеральных зерен. (Заметим, что, как и обычно, индекс *m* представляет собой начальную букву английского слова *medium* — «средний», ибо σ_m как раз и является средним арифметическим из трех главных нормальных напряжений.)

А теперь мы определим «остаток», т. е. из общего напряжения вычтем напряжение равномерного всестороннего сжатия:

$$\sigma_1' = \sigma_1 - \sigma_m;\ \sigma_2' = \sigma_2 - \sigma_m;\ \sigma_3' = \sigma_3 - \sigma_m. \qquad (1.3.11)$$

Вот этот «остаток», эта другая составляющая общего напряжения и получила название **девиаторного** напряжения. Именно это напряжение ответственно за изменение **формы** тела, т. е. за **деформацию**.

Теперь вернемся к нашему парадоксу (см. рис. 1.18*а*). Примем для простоты, что главное нормальное напряжение σ_2 по третьей оси, нормальной к плоскости чертежа, равно напряжению равномерного всестороннего сжатия σ_m, которое не вызывает деформации. Другими словами, будем считать, что по нормали к плоскости чертежа не происходит ни удлинения, ни укорочения рассматриваемого тела. Подставляя это условие

$$\sigma_2 = \sigma_m \qquad (1.3.12)$$

в формулы (1.3.10) и (1.3.11), после несложных преобразований с учетом формулы (1.3.8) получаем:

$$\sigma_m = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2}, \qquad (1.3.13)$$

$$\sigma_1' = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} = \tau_{max},\ \sigma_2' = 0,\ \sigma_3' = -\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} = -\tau_{max}. \qquad (1.3.14)$$

Или в конечном счете:

$$\sigma_1' = -\sigma_3' = \tau_{max};\ \sigma_2' = 0. \qquad (1.3.15)$$

Поскольку σ_1 и σ_3 представляют собой соответственно *алгебраически* максимальное и минимальное главное нормальное напряжение, что зафиксировано в формуле (1.3.9), то из формулы (1.3.14) следует:

$$\sigma_1' > 0; \sigma_3' < 0; \sigma_2' = 0. \qquad (1.3.16)$$

Этот результат означает следующее. В общем напряженном состоянии, изображенном на рис. 1.18*а*, можно выделить составляющую равномерного всестороннего сжатия σ_m (см. формулу (1.3.13)), а также девиаторную составляющую (рис. 1.18*б*) в виде трех главных нормальных девиаторных напряжений σ_1', σ_2' и σ_3' (см. формулы (1.3.14) — (1.3.16)). Для σ_1' характерен положительный знак, поэтому оно является растягивающим, что и выражается в деформации удлинения рассматриваемого тела по вертикали. Отрицательный знак σ_3' указывает на то, что это напряжение является сжимающим и отвечает за горизонтальное укорочение нашего тела. В третьем же направлении, по нормали к плоскости чертежа, никакой деформации не происходит, поскольку промежуточное главное нормальное девиаторное напряжение σ_2' равно нулю. Заметим, что напряженное состояние, охарактеризованное формулами (1.3.12) — (1.3.16), получило название *напряжения чистого сдвига*, благодаря которому деформация происходит только в двух измерениях, т. е. только в плоскости чертежа на рис. 1.18. Далее мы часто будем обращаться к этому относительно простому типу напряженного состояния.

Обратим внимание на одно важное обстоятельство. Из формулы (1.3.13) следует, что напряжение равномерного всестороннего сжатия σ_m *алгебраически* (с учетом знака) меньше, чем σ_1, которое на рис. 1.18*а* обусловлено весом вышележащих толщ. Но, поскольку оба эти напряжения — сжимающие (отрицательные), то по *абсолютной* величине σ_m превосходит σ_1. Как говорилось выше, горизонтальное сжимающее напряжение σ_3 по своей абсолютной величине превышает σ_1 и поэтому обусловлено не только весом вышележащих толщ, но и усилием тектонической природы. Это означает, что названное усилие не только порождает девиаторные напряжения, ответственные за деформацию (см. выше), но и является причиной увеличения равномерного всестороннего сжатия σ_m, или давления, ответственного за минеральные преобразования при метаморфизме. Другими словами, тектонические усилия могут приводить к тому, что это давление оказывается выше, чем литостатическое давление, обусловленное нагрузкой вышележащих толщ; такое давление называют *сверхвысоким*. В результате на небольших глубинах возникают метаморфические фации высокого давления при относительно низкой температуре со специфическими минералами (глаукофан и др.), характерными как раз для геодинамической обстановки горизонтального сжатия в зонах субдукции или коллизии.

Возвращаясь к описанному выше одноосному напряженному состоянию (см. рис. 1.15), зададимся вопросом — что происходит с брусом, кроме его удли-

нения, под действием растягивающего напряжения σ (назовем его теперь σ_1)? Ведь растягивающие силы были приложены только к его концам. Никаких сил не было приложено к его длинным сторонам, так что мы можем полагать, что $\sigma_2 = \sigma_3 = 0$. Однако мы знаем из повседневного опыта, что при растяжении, например, резинового шнура его поперечное сечение сокращается. Это происходит опять-таки потому, что за деформацию ответственны девиаторные напряжения. По формуле (1.3.10) в нашем случае $\sigma_m = \sigma_1/3$. Отсюда по формуле (1.3.11) получаем: $\sigma_1' = 2/3\ \sigma_1$ (положительный знак — растяжение); $\sigma_2' = \sigma_3' = -1/3\ \sigma_1$ (отрицательный знак — сжатие). Эти напряжения как раз и обеспечивают очевидное растяжение в направлении приложенных сил (F на рис. 1.15) и сжатие в двух других направлениях, что менее очевидно. Рассуждая по аналогии, можно понять, почему при растяжении резиновой пластины в двух направлениях (двухосное напряженное состояние) она испытывает укорочение в своем поперечном размере. Другими словами, как при одноосном, так и при двухосном напряженном состоянии девиаторное напряженное состояние является трехосным.

1.3.9. Размерность и единицы измерения напряжений

Как известно из механики, напряжение представляет собой силу, действующую на единицу площади:

$$\sigma = \frac{F}{S}. \tag{1.3.17}$$

Размерность напряжения по этой формуле запишется так:

$$\{\sigma\} = \frac{\{F\}}{\{S\}}. \tag{1.3.18}$$

Как говорилось выше, по правилам физики размерности физических величин заключаются в фигурные скобки, а сами величины обозначаются при этом прописными буквами. *Единицы измерения* этих величин определяются по аналогичным формулам, где вместо размерностей фигурируют соответствующие единицы измерения. В рассматриваемом случае единица напряжения в «старой» системе единиц **CGS** (сантиметр, грамм, секунда) определяется по формуле (1.3.18) как **дин/см^2**. Однако в науках о Земле, где приходится иметь дело со значительным весом вышележащих толщ воздуха, воды или горных пород, эта единица слишком мала и вместо нее используется другая единица — **бар**, приблизительно равная 10^6 дин/см^2 и отражающая (по порядку величины) атмосферное давление. В петрологии, где приходится оперировать со значительными давлениями на больших глубинах, применяется еще более крупная единица измерения давления — **кбар**, численно равная

10^3 бар, — для оценки равномерного всестороннего сжатия, о котором говорилось выше.

В принятой сейчас Международной системе единиц **SI** (*Système International d'Unitées* — метр, килограмм, секунда) единица напряжения определяется по формуле (1.3.18) как **Н/м²**. Эта единица измерения давления получила наименование **Па** («паскаль») в честь физика Б. Паскаля, открывшего упомянутый выше закон равномерного всестороннего давления. Это название по своему происхождению аналогично названию единицы силы **Н** — «ньютона», данному в честь И. Ньютона, открывшего свой знаменитый второй закон, который мы уже упоминали и который фигурирует выше в формуле (1.1), определяющей как раз силу как причину ускорения. Однако 1 Па — это тоже весьма малая величина давления применительно к нуждам геологии, поэтому обычно используются более крупные единицы — 1 МПа = 10^6 Па, а также 1 ГПа = 10^3 МПа = 10^9 Па.

Соотношение единиц измерения напряжений и давлений в «старой» и «новой» системах единиц таково: 1 МПа = 10 бар; 100 МПа = 1 кбар.

1.3.10. Поле напряжений

Выше, при описании деформаций, были рассмотрены поле деформаций и поле скоростей деформации. Аналогичным образом можно дать определение и *полю напряжений*. Поле напряжений — это совокупность значений тензора напряжений в некотором объеме геологического пространства, т. е. в некотором геологическом теле. Если, например, в каждом элементарном объеме такого тела ось максимального сжатия направлена по горизонтали, а ось максимального растяжения — по вертикали, то можно говорить о том, что в этом теле господствует обстановка горизонтального сжатия. Если к тому же во всех элементарных объемах значения главных напряжений σ_1, σ_2 и σ_3 одинаковы, то имеет место *однородное* поле напряжений горизонтального сжатия.

1.4. ВЗАИМООТНОШЕНИЕ НАПРЯЖЕНИЙ И ДЕФОРМАЦИЙ (ЭЛЕМЕНТЫ РЕОЛОГИИ)

Итак, мы рассмотрели *объект* (земная кора и ее отдельные участки), *процесс*, в который вовлечен объект (тектоническое течение, в частности деформации) и *причину* деформаций (напряжения). Следующий шаг — это выяснение связей между этими понятиями. Снова вспомним второй закон Ньютона в виде ранее упомянутой формулы (1.1):

$$F = ma. \tag{1.4.1}$$

В этой классической формуле физики фигурируют все три основных понятия: объект (масса тела — m), процесс (ускорение, приобретаемое телом, — a)

и причина процесса (сила — F). Попытаемся теперь представить связи между интересующими нас понятиями. Всестороннее исследование этих связей составляет предмет одного из разделов механики — реологии (от греческого слова *rhéos* — течение, поток).

Геологические тела (впрочем, как и другие твердые тела) реагируют на приложение к ним напряжений по-разному. Возможны три варианта реакции: 1) упругая деформация (пример — сейсмичность); 2) пластическая деформация (пример — складкообразование); 3) разрушение (пример — формирование трещин и разрывов).

1.4.1. Упругая деформация

Начнем с упругой деформации, поскольку именно такова начальная реакция любого тела на приложенные напряжения. Ее главная особенность состоит в том, что после снятия нагрузки тело возвращается в исходное положение (см. рис. 1.16 и соответствующий текст). Простейший пример — растяжение резины или пружины. Но и тот и другой предмет способны растягиваться очень сильно. Например, резину можно растянуть в два раза ($k = 2$, вспомним «кратную» меру деформации) или, что то же самое, на 100 % (вспомним «процентную» меру). А вот горную породу нельзя упруго растянуть или сжать больше чем на 1 %. Подобная величина деформации на первый взгляд представляется небольшой, но при землетрясении в очаге шириной, скажем, 10 км это даст увеличение размера на 100 м, а при снятии нагрузки — уменьшение размера на те же 100 м. Вот это колебание и есть землетрясение со всеми его последствиями.

Механизм упругой деформации на ионном уровне при растяжении отчасти был описан выше (см. рис. 1.16). Приведем еще один пример, на этот раз при простом сдвиге (рис. 1.19). На рис. 1.19*а* показаны ионы в кристаллической решетке в состоянии равновесия, когда силы взаимного притяжения полностью компенсированы силами отталкивания; связи между ионами символически изображены в виде ненапряженных пружинок. В результате сдвига по нормали к этим пружинкам «пружинки-катеты» превращаются в «пружинки-гипотенузы», т. е. их длина увеличивается (рис. 1.19*б*). Если снять внешнюю нагрузку, то решетка возвратится в исходное положение.

Упругая деформация подчиняется закону Гука (рис. 1.20). В случае действия нормального напряжения σ происходит деформация ε удлинения или укорочения, а при действии касательного напряжения τ — деформация простого сдвига γ:

$$\sigma = E\,\varepsilon;\ \tau = G\,\gamma. \qquad (1.4.2)$$

Закон Гука по своей математической конструкции полностью повторяет второй закон Ньютона (см. формулу (1.4.1)), только во втором законе Ньютона

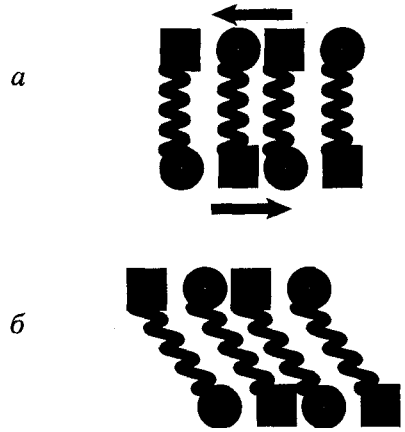


Рис. 1.19. Модель деформации простого сдвига в простейшей кристаллической решетке. (См. пояснения к рис. 1.16.)

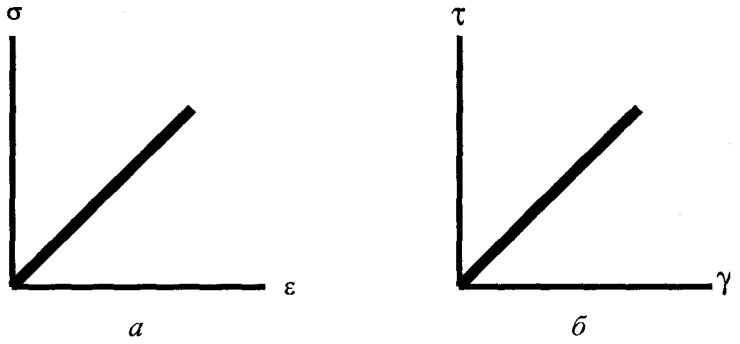


Рис. 1.20. Закон Гука: линейная зависимость величины упругой деформации тела от величины напряжения для деформаций удлинения-укорочения (*а*) и сдвига (*б*)

фигурирует одно свойство тела — его масса, а здесь — другое свойство: упругие модули (*E* — модуль упругости, или модуль Юнга, от начальной буквы английского слова *elasticity* — упругость; *G* — модуль сдвига, следующая буква английского алфавита).

Физический смысл модуля Юнга состоит в том, что он показывает, какое нормальное напряжение σ нужно приложить к телу, чтобы его деформация ε, выраженная «процентной» мерой, оказалась равной единице (т. е. 100 %). Следовательно, этот модуль имеет размерность напряжения (поскольку деформация безразмерна) и может быть количественно оценен в уже известных нам единицах — МПа или кбар. Например, у гранита модуль упругости $E = 3 \times 10^4$ МПа = 30 ГПа = 300 кбар. Растянуть образец гранита на 100 % (в два раза) невозможно (из-за ограниченного предела прочности на отрыв, см. ниже), а вот на 1 % — вполне реально. Для этого требуется напряжение в 100 раз меньшее — 300 МПа = 3 кбар. Это напряжение соответствует давле-

нию толщи горных пород на глубине около 10 км, если принять среднюю плотность пород в 3 г/см^3.

Физический смысл модуля сдвига — касательное напряжение τ, которое нужно приложить к телу, чтобы его сдвиговая деформация γ, выраженная «процентной» мерой, оказалась равной единице (т. е. 100 %). Следовательно, этот модуль также имеет размерность напряжения и может быть количественно оценен в уже известных нам единицах — МПа или кбар. Однако сдвинуть прямоугольный образец того же гранита на 100 % (т. е. произвести его «скашивание» на 45°) также не удастся по той же причине (из-за ограниченного предела прочности на скалывание, см. ниже), а вот на 1 % — возможно. (Ниже во избежание повторений мы будем чаще обращаться к левой части формулы (1.4.2), описывающей растяжение или сжатие тел.)

1.4.2. Предел упругости

Не только упомянутый выше гранит, но также все без исключения материальные тела, в том числе горные породы, могут испытывать увеличение упругой деформации по закону Гука только до известного предела.

Оказывается, существует некоторое предельное напряжение (σ_e), для каждого материала или горной породы свое, при достижении которого тело продолжает деформироваться даже без возрастания напряжения (рис. 1.21). Это предельное напряжение получило название предела упругости. Шкала Мооса (шкала твердости минералов) — это как раз и есть полуколичественная шкала пределов упругости для различных минералов (1 — тальк, 2 — гипс, 3 — кальцит, 4 — флюорит, 5 — апатит, 6 — полевой шпат, 7 — кварц, 8 — рубин, 9 — корунд, 10 — алмаз). Нарастание деформации без нарастания напряжений, т. е. при постоянном напряжении, — это уже не упругость, а другое свойство тел — пластичность.

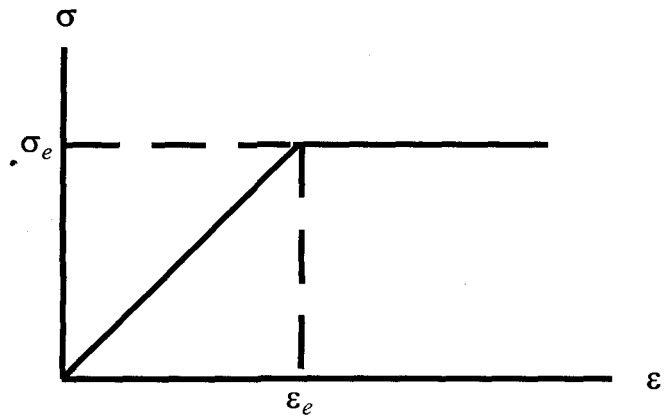


Рис. 1.21. Переход упругой деформации тела в пластическую (остаточную) деформацию при достижении напряжением (σ) предела упругости (σ_e)

1.4.3. Пластическая деформация

Деформация при постоянстве напряжения называется **пластической**. Если мы снимем напряжение, то тело, в отличие от упругого поведения, уже не вернется к своей первоначальной форме. Кинетику нарастания пластической деформации при постоянном напряжении теперь нельзя отобразить на диаграмме $\sigma - \varepsilon$ (см. рис. 1.21). Для этого требуются другие координаты (рис. 1.22).

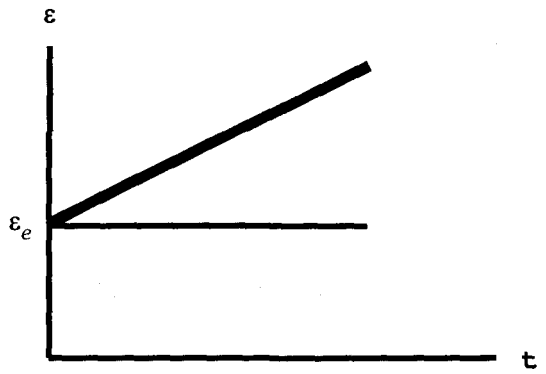


Рис. 1.22. Кинетика пластической деформации при достижении предела упругой деформации (ε_e) (см. рис. 1.21)

Упругая часть деформации, которая на рис. 1.21 изображена в виде наклонного отрезка, на рис. 1.22 представлена в виде вертикального отрезка оси ординат, верхний конец которого (ε_e) обозначает критическую величину упругой деформации при достижении напряжением упомянутого критического предела — предела упругости σ_e (см. рис. 1.21). Предполагается, что упругая деформация происходит мгновенно. На самом деле она распространяется с некоторой скоростью. В Земле это скорость сейсмических волн. Но по сравнению со скоростью пластической деформации ее можно условно считать бесконечно большой (мгновенной). Возрастание же пластической деформации со временем отображается наклонной прямой, угол наклона которой характеризует **скорость** деформации (см. формулу (1.2.22)).

Скорость деформации зависит от двух факторов, которые в диаграмме $\varepsilon - t$ (рис. 1.22) не фигурируют. Для отражения их влияния применяется еще одна диаграмма (рис. 1.23). В аналитической форме она выглядит так:

$$\sigma - \sigma_e = 2\eta\dot{\varepsilon};\ 2\eta = \operatorname{tg}\theta. \qquad (1.4.3)$$

Тангенс угла наклона прямой θ отражает прямо пропорциональное влияние напряжения на скорость деформации и линейно связан с весьма важным для тектонофизики и вообще для механики сплошной среды свойством вещества — его **вязкостью** η. Вязкость вещества является показателем его сопро-

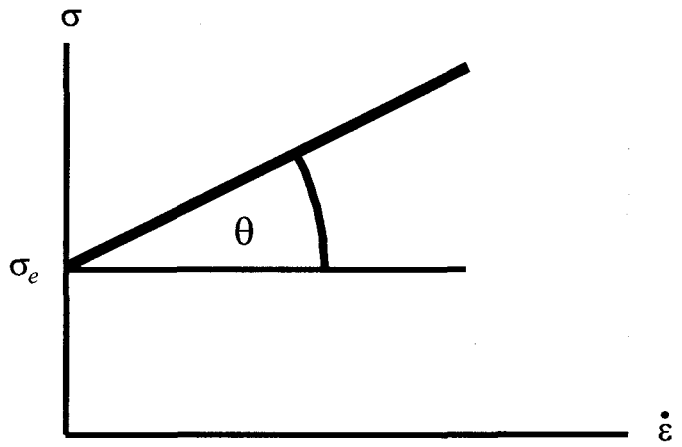


Рис. 1.23. Линейная зависимость скорости пластической деформации тела ($\dot{\varepsilon}$) от величины напряжения (σ) при достижении напряжением предела упругости (σ_e)

тивления пластическому деформированию: чем выше вязкость, тем большее напряжение нужно приложить, чтобы поддерживать определенную скорость пластической деформации. Что касается отрезка на оси ординат с верхним концом σ_e, то он символизирует бесконечно большую скорость упругого этапа деформации, о котором говорилось выше.

Весьма важный частный случай — когда предел упругости близок к 0, т. е. когда среда деформируется пластически при сколь угодно малых напряжениях, минуя упругий этап (рис. 1.24). Этим жидкости отличаются от твердых тел. (Ниже будет показано, что при *длительном* приложении напряжений такие твердые тела, как горные породы, ведут себя подобно жидкостям.) Соответствующая формула при подстановке $\sigma_e = 0$ в (1.4.3) имеет следующий простой вид:

$$\sigma = 2\eta\dot{\varepsilon}. \qquad (1.4.4)$$

Эта формула по своей структуре сходна как со вторым законом Ньютона (1.4.1), так и с законом Гука (1.4.2). Тело с вязкостью η (объект) деформируется пластически со скоростью $\dot{\varepsilon}$ (процесс) под действием напряжения σ (причина). Таким образом, отличие упругого поведения тела (формула (1.4.2)) и рис. 1.20) от вязкого поведения (формула (1.4.4) и рис. 1.24) заключается в том, что в первом случае в качестве процесса фигурирует сама величина деформации, а во втором — скорость деформации.

Для касательного напряжения имеется аналогичная по математической структуре формула:

$$\tau = \eta\dot{\gamma}. \qquad (1.4.5)$$

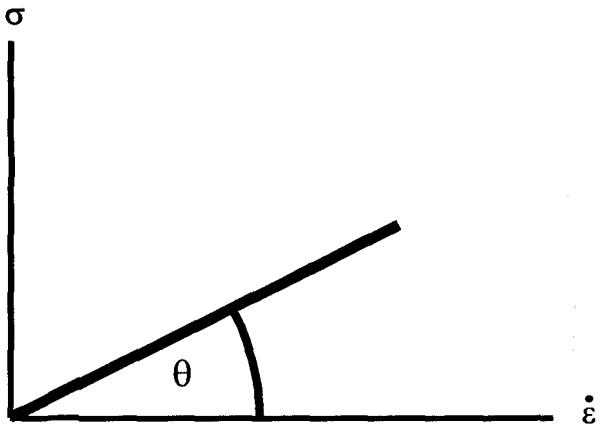


Рис. 1.24. Закон вязкого ньютоновского течения: линейная зависимость скорости деформации тела ($\dot{\varepsilon}$) от величины напряжения (σ). Ср. с рис. 1.20 (законом Гука для упругой деформации)

Эту формулу можно представить следующим образом (рис. 1.25). Первичный прямоугольник с высотой dz за время dt испытал вязкое скашивание: при неподвижности его нижнего основания верхняя сторона переместилась в направлении оси X на расстояние dx со скоростью $v_x = dx/dt$. Величина деформации простого сдвига составляет $\gamma = dx/dz$. Скорость деформации составит в этом случае $d\gamma/dt = dv_x/dz$; последняя дробь представляет собой вертикальный градиент горизонтальной скорости потока, изображенного в правой части рисунка 1.25 горизонтальными стрелками разной длины (так называемая «эпюра»). В результате получаем по формуле (1.4.5):

$$\tau = \eta \frac{dv_x}{dz}. \qquad (1.4.6)$$

Формула (1.4.6) отражает закон, открытый в свое время все тем же И. Ньютоном. Этот закон получил название закона Ньютона для вязкой жидкости (отсюда термин «ньютоновская вязкая жидкость» как обозначение поведения соответствующего тела). Наиболее наглядный пример отображающего его рисунка 1.25 — это река, в которой вода у берега имеет нулевую скорость, а по мере удаления от берега течет все быстрее. Вязкость η отражает величину трения между соседними струями воды, движущимися с разной скоростью. На преодоление этого трения как раз и направлено касательное напряжение τ. Чем сильнее это трение (т. е. чем выше вязкость жидкости), тем большее напряжение требуется для поддержания постоянной скорости деформации. Если же постоянно напряжение, то при увеличении трения скорость деформации обратно пропорционально уменьшается. Например, лавовый поток течет по склону гораздо медленнее, чем поток воды (вязкость лавы существенно больше

вязкости воды). А вязкость льда еще больше; соответственно, скорость движения ледника еще меньше. В этих двух примерах необходимо еще раз обратить внимание на различие понятий «скорость течения» и «скорость деформации». На рис. 1.25 скорость течения увеличивается снизу вверх, а скорость деформации остается постоянной.

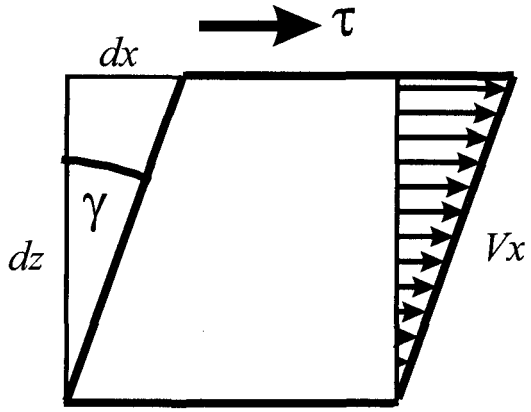


Рис. 1.25. К выводу формулы закона вязкого ньютоновского течения (см. текст)

Из формул (1.4.4) и (1.4.5) следует, что вязкость имеет размерность $\{\eta\} = \{\sigma T\}$. Единицей вязкости в системе **SI** соответственно служит произведение единиц напряжения (паскаль) и времени (секунда) — так называемая «паскаль-секунда» (**Па·с**). В системе **CSG** вязкость измеряется в так называемых «пуазах» (**П**) в честь французского ученого Ж.-Л. Пуазейля, открывшего закон истечения жидкости. Соотношение между двумя единицами вязкости таково: 1 Па·с = 10 П.

1.4.4. Механизмы пластической деформации в зависимости от ранга деформируемого тела

Мы пока говорили о самом *факте* пластической деформации тела, т. е. об изменении формы этого тела. Другими словами — об изменении *внешнего контура* (периметра) тела. Следующий вопрос — что при этом происходит *внутри* тела?

А это уже вопрос о *механизме* деформации, т. е. о взаимных перемещениях отдельных элементарных объемов внутри тела. Существует несколько таких механизмов. Мы рассмотрим их в порядке увеличения размеров перемещаемых элементарных объемов.

Перекристаллизация. При этом процессе происходит перемещение *отдельных ионов* таким образом, что под влиянием напряжения сжатия σ_3 кристалл укорачивается в направлении сжатия и удлиняется в перпендикулярном направлении (рис. 1.26).

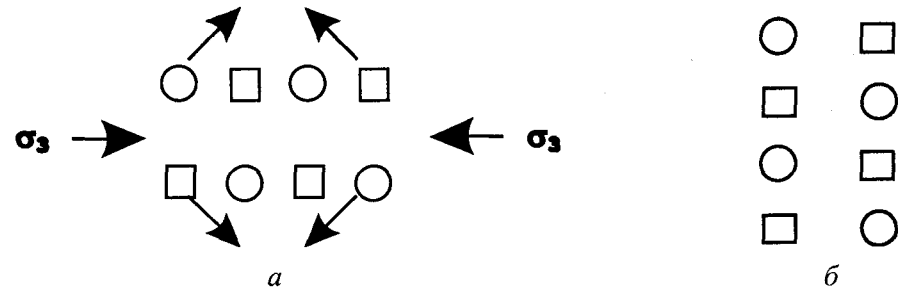


Рис. 1.26. Простейшая модель механизма пластической деформации тела посредством его перекристаллизации под действием сжимающего напряжения

Внутризерновая деформация. Этот процесс состоит в перемещении на этот раз не отдельных ионов, а *отдельных цепочек* ионов (рис. 1.27). Под действием касательного напряжения τ (рис. 1.27*а*) происходит простой сдвиг верхней цепочки ионов относительно нижней. Сначала этот сдвиг аналогичен упругому сдвигу, показанному выше на рис. 1.19; если еще на упругом этапе деформации снять касательное напряжение, то кристаллическая решетка под влиянием межионных сил возвратится к исходному положению, когда расстояние между верхними и нижними ионами минимально. Если же все время увеличивать касательное напряжение, то наступит такой момент, когда каждый из смещаемых влево верхних «ионов-квадратов» окажется на одинаковом расстоянии от двух нижних смежных «ионов-кружков» (рис. 1.27*б*). В этой ситуации, даже если касательное напряжение не увеличится, вся верхняя цепочка может сместиться влево в новое устойчивое положение (рис. 1.27*в*). И если снять напряжение, кристалл не вернется в исходное состояние. Как мы видели выше, необратимая деформация при постоянном напряжении — это пластическая деформация. А критическое напряжение τ_e, при котором происходит переход к пластической деформации (рис. 1.27*б*), — это и есть упомянутый выше предел упругости (в данном случае предел упругого сдвига).

Здесь уместно отметить, что рассматриваемый механизм является *единственным* механизмом упругой деформации, в отличие от пластической деформации, для которой этот механизм является одним из нескольких описываемых в данном параграфе.

Межзерновая деформация. Этот механизм заключается во взаимных перемещениях *отдельных зерен* породы (например, песка или песчаника с относительно податливым цементом).

«Кусковая» деформация. Этот механизм предусматривает взаимное смещение отдельных блоков рассматриваемого геологического тела вдоль трещин или разрывов. (Ниже будет показана относительность понятий «пластическая деформация» и «разрывная деформация», объединяемых общим понятием «остаточная деформация», т. е. деформация, которая сохраняется у тела после снятия напряжений.)

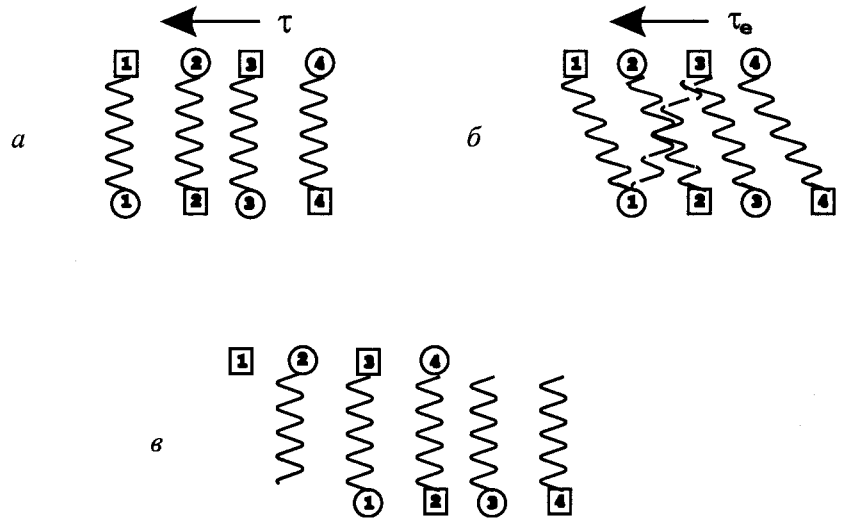


Рис. 1.27. Простейшая модель механизма внутризерновой пластической деформации тела посредством относительного смещения отдельных цепочек ионов. В отличие от рис. 1.19 (упругая деформация), верхняя цепочка ионов при достижении напряжением предела упругости на сдвиг τ_e (*а*→*б*) оказывается в неустойчивом состоянии, в частности, ион 3 в верхней цепочке оказывается на одинаковом расстоянии от ионов 1 и 3 в нижней цепочке и под действием напряжения τ_e легко смещается в новое равновесное состояние (*б*→*в*)

1.4.5. Релаксация и ползучесть

Как говорилось выше, пластическая деформация тела происходит под действием напряжений, превосходящих предел упругости σ_e. Сделаем важную оговорку — имелись в виду *мгновенные* напряжения. Другими словами, постепенное нагружение тела, т. е. переход от нулевого напряжения до σ_e, происходило мгновенно или, по крайней мере, кратковременно (ниже понятие «кратковременно» будет специально оговорено). Если говорить более точно, при этом нагружении *любое* напряжение $\sigma < \sigma_e$ действовало на тело кратковременно.

Если же последнее условие не выполняется, т. е. некоторое напряжение $\sigma < \sigma_e$ действует *длительно* (понятие «длительно» также будет специально оговорено ниже), то пластическая деформация тоже происходит (наряду с упругой деформацией). Здесь возможны два варианта.

Первый вариант. Тело под действием кратковременного напряжения $\sigma < \sigma_e$, т. е. *ниже* предела упругости, испытало упругую деформацию. К примеру, мы сжали пружину. Затем мы поместили сжатую пружину между двумя неподвижными предметами, т. е. зафиксировали ее деформацию на некоторое время. Напомним, что в момент фиксации пружины возникшее в ней внутреннее напряжение, стремящееся вернуть пружину в исходное положение, равно по модулю, но противоположно по знаку внешнему напряжению σ. Спустя некоторое время мы обнаруживаем, что пружина «ослабла». Другими

словами, для фиксации пружины в данном положении (т. е. для сохранения данной величины упругой деформации) требуется уже *меньшее* напряжение. В то же время если мы это напряжение снимем, то пружина не вернется полностью к исходному положению, а сохранит некоторую *остаточную* деформацию. То есть за это время часть упругой (обратимой) деформации пружины перешла в пластическую (необратимую) деформацию. Вот почему в повседневной практике не рекомендуется сохранять длительное время изделия, содержащие пружины, резину и другие упругие материалы, в напряженном состоянии во избежание их преждевременного износа. Хороший пример — лук с натянутой тетивой, которым когда-то играл ребенок и который впоследствии пролежал несколько лет где-нибудь на чердаке; при обнаружении этого лука мы увидим, что тетива к нему (если только она не истлела) уже не требуется, поскольку он так и остается в согнутом состоянии. Это явление получило название *релаксация напряжений* (от английского слова *relaxation* — «ослабление»). Релаксация напряжений во времени определяется формулой (ее вывод см. ниже):

$$\sigma = \sigma_0 e^{-t/\vartheta}. \tag{1.4.7}$$

Здесь σ — напряжение, которое сохраняется в теле при фиксации его деформации через время t, σ_0 — начальное (максимальное) напряжение в момент $t = 0$ (при этом экспонента обращается в единицу), а ϑ — так называемое «*время вязко-упругой релаксации*». Под этим термином понимается такой отрезок времени, в конце которого при фиксации деформации напряжение, необходимое для ее поддержания, уменьшается в $e \approx 2{,}7$ раза (e — основание натурального логарифма), что следует после подстановки $t = \vartheta$ в формулу (1.4.7).

Второй вариант. Приложим к телу напряжение ниже предела упругости, вызовем этим упругую деформацию, а затем будем *поддерживать* это напряжение. Пример — постоянный груз на отвесно висящей проволоке. С течением времени, как мы уже говорили, часть упругой деформации переходит в пластическую, но, поскольку напряжение *постоянно*, а не убывает, как в первом варианте, в соответствии с формулой (1.4.7), то оно все время будет восполнять (по закону Гука) ту часть упругой деформации, которая перешла в пластическую. То есть с течением времени будет постоянно нарастать величина пластической деформации, хотя напряжение и остается ниже предела упругости. Это явление получило название «*ползучести*».

Отмеченное явление чрезвычайно важно для тектонофизики. Для его более глубокого понимания обратимся к уравнению Максвелла:

$$\frac{d\gamma}{dt} = \frac{1}{G} \times \frac{d\tau}{dt} + \frac{\tau}{\eta}. \tag{1.4.8}$$

Здесь левая часть уравнения представляет собой скорость *полной* деформации (в данном случае деформации простого сдвига), а правая часть — соот-

ветственно ее *упругую* и *вязкую* компоненты. Упругая компонента скорости деформации может быть получена дифференцированием правой части формулы (1.4.2) по времени t, а вязкая компонента отражена в уравнении (1.4.5). При фиксированном (неизменном во времени) значении деформации γ левая часть уравнения Максвелла (1.4.8) обращается в нуль (производная постоянной величины равна нулю), поэтому

$$\frac{d\tau}{\tau} = -\frac{G}{\eta}dt. \tag{1.4.9}$$

Если проинтегрировать это дифференциальное уравнение с начальным условием $\tau = \tau_0$ при $t = 0$, то мы получим формулу, аналогичную формуле (1.4.7), только на этот раз для деформации сдвига и вызывающего ее касательного напряжения τ:

$$\tau = \tau_0 e^{-t/\vartheta}, \tag{1.4.10}$$

где время вязко-упругой релаксации выражается так:

$$\vartheta = \frac{\eta}{G}. \tag{1.4.11}$$

Вязкость η осадочных толщ имеет порядок $\sim 10^{18}$ Па·с, а их модуль сдвига G — порядок $\sim 10^{10}$ Па. Поэтому по формуле (1.4.11) время их вязко-упругой релаксации составляет $\vartheta \sim 10^{18}$ Па·с/10^{10} Па = 10^8 с ~ 3 года, поскольку 1 год $\approx$ $\approx 60 \times 60 \times 24 \times 365$ с = 31 536 000 с $\approx 3{,}15 \times 10^7$ с $\sim 3 \times 10^7$ с. Заметим, что знак «=» обозначает *точное* равенство, знак «≈» — *приблизительное* (округленное) равенство, а знак «~» — так называемый *порядок величины*. Считается, что величина, которая превосходит другую величину примерно в $10 = 10^1$ раз, превосходит ее на один порядок, превосходство примерно в $100 = 10^2$ раз — это превосходство на два порядка, и т. д. Разница в половину порядка оценивается числом $10^{1/2} \approx 3{,}33 \sim 3 \times 10^0$. Другими словами, при оценке порядка величины фигурируют цифры 10 (в некоторой степени) и 3. Ниже мы увидим, что вязкость горных пород и толщ имеет смысл оценивать только по порядку величины из-за ее большой неопределенности.

Среду можно считать вязкой, если время действия напряжений значительно превосходит время ее вязко-упругой релаксации: $t >> \vartheta$. Для доказательства этого утверждения умножим обе части уравнения Максвелла (1.4.8) на вязкость η; с учетом формулы (1.4.11) получим:

$$\eta\frac{d\gamma}{dt} = \vartheta\frac{d\tau}{dt} + \tau.$$

В силу малости ϑ по сравнению со временем действия напряжений t мы можем пренебречь упругой частью деформации, т. е. членом, содержащим параметр ϑ, в результате чего получим выражение

$$\eta\frac{d\gamma}{dt}=\tau,$$

тождественное закону вязкого течения Ньютона (1.4.5).

Это означает, что при $t >> 3$ года (т. е. при действии напряжений в геологическом масштабе времени) упомянутые выше осадочные толщи ведут себя как вязкие жидкости. Это относится и к наиболее вязким скальным породам — известнякам и перидотитам, у которых вязкость на три порядка выше и чье время вязко-упругой релаксации составляет соответственно $\sim 3\times10^3 = 3\ 000$ лет.

Итак, одно и то же тело в зависимости от длительности действия напряжений *ниже* предела упругости может вести себя по-разному. Если эта длительность меньше времени вязко-упругой релаксации, то тело проявляет упругие свойства, т. е. является *твердым*. В качестве примера можно привести колонны древних храмов в Греции, сохранившие свою форму, несмотря на нагрузку собственного веса. Другой пример — массивы пород при землетрясении. И совсем уж экзотический пример — результат эксперимента, при котором кусок струи жидкости в какую-то долю секунды после резкого удара сохраняет цилиндрическую форму (подобно ледяной сосульке) и лишь затем под влиянием сил поверхностного натяжения превращается в шаровидную каплю.

Если же длительность действия напряжений больше времени вязко-упругой релаксации, то тело ведет себя как *вязкая жидкость*. Пример — слоистый массив горных пород, подвергающийся действию горизонтального сжатия в течение времени ~ 1 млн лет и испытывающий складкообразование.

1.4.6. Связь поля напряжений с полем скоростей деформации

Если соотношение напряжений и деформаций подчиняется закону вязкого течения (1.4.4), то поле напряжений можно вывести из уравнений для поля скоростей деформации (1.2.25) и (1.2.26) путем умножения компонент скоростей деформации на постоянный множитель, содержащий значение вязкости среды η (разумеется, в предположении, что все элементарные объемы рассматриваемого тела имеют одну и ту же вязкость). В результате получаем:

$$\sigma_{xx}(x,z)=2\eta\dot{\varepsilon}_{xx}(x,z)=-\sigma_{zz}(x,z)=-2\eta\dot{\varepsilon}_{zz}(x,z)=2\eta\frac{dv_x}{dx}=-2\eta\frac{dv_z}{dz}, \quad (1.4.12)$$

$$\sigma_{xz}(x,z)=2\eta\dot{\varepsilon}_{xz}(x,z)=\eta\left(\frac{dv_z}{dx}+\frac{dv_x}{dz}\right). \quad (1.4.13)$$

1.5. ПРОЧНОСТЬ И РАЗРУШЕНИЕ ТЕЛ

В предыдущих разделах речь шла об упругих и пластических деформациях. Однако как в механике твердого тела, так и в тектонофизике этими деформациями процессы, происходящие в твердых телах под действием напряжений, не ограничиваются. При определенных обстоятельствах может происходить нарушение сплошности тел. Более того, в отличие от механики твердого тела, где разрушение представляет собой конечный процесс исследования (после чего, например, металлические конструкции превращаются в металлолом), в тектонофизике важен не только сам факт разрушения массивов горных пород, но также морфология, тип и дальнейшая эволюция возникшего разрыва.

1.5.1. Предел прочности

Ранее мы говорили, что у твердых тел существует предельное напряжение σ_e при растяжении или сжатии (или τ_e при простом сдвиге) — предел упругости, при достижении которого упругая деформация тела сменяется пластической. Но существует и другое предельное напряжение — σ_s (или τ_s), которое называется *«пределом прочности»* и по достижении которого тело испытывает *разрывную* деформацию, т. е. разрушается посредством формирования трещин и разрывов (индекс *s* — от начальной буквы английского слова *strength* — «прочность»). Мы сознательно используем здесь термин «разрывная деформация» вместо просто «разрушения». Дело в том, что в «сопромате» знание предела прочности важно лишь для того, чтобы предохранять конструкции или сооружения от разрушения. После разрушения металлическая конструкция превращается в металлолом, пригодный лишь в качестве утильсырья. Так что дальнейшее его поведение неинтересно.

В тектонофизике дело обстоит иначе. Даже после возникновения трещин и разрывов геологические тела продолжают свою структурную эволюцию. Местоположение и ориентировка трещин и разрывов являются предметом специального анализа, разработаны соответствующие методики. Все это дает основание говорить о «разрывной деформации» геологических тел наряду с их упругой и пластической деформацией, которые были описаны выше.

1.5.2. Отрыв и скалывание

Возникает вопрос — как ориентированы трещины или разрывы по отношению к полю напряжений? Напомним, что напряжение в точке тела характеризуется тремя взаимно перпендикулярными главными нормальными напряжениями σ_1, σ_2 и σ_3, которые направлены по нормали к трем также взаимно перпендикулярным площадкам, пересекающимся в данной точке тела, и эти площадки замечательны тем, что на них отсутствуют касательные напряжения. По отношению к осям главных нормальных напряжений существуют *два типа* трещин по их ориентировке (рис. 1.28).

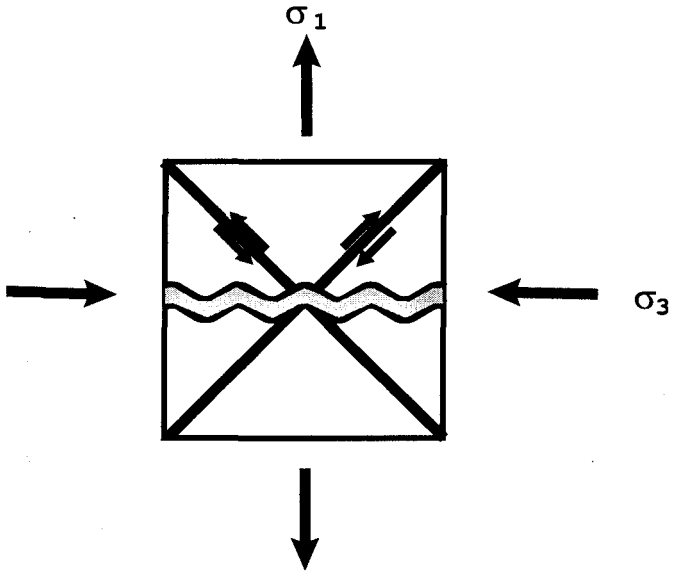


Рис. 1.28. Ориентировка трещин отрыва (извилистая светло-серая полость) и скалывания (встречные стрелки) по отношению к главным осям напряжений: одно ортогональное (в данном случае горизонтальное) и два диагональных направления. Другое ортогональное (вертикальное) направление является «запрещенным» для формирования трещин

Трещины отрыва возникают, когда при возрастании напряжений максимальное растягивающее напряжение превышает предел прочности на отрыв: $\sigma_1 > \sigma_s$. Такие трещины ориентированы перпендикулярно оси σ_1 и параллельно оси σ_3. (Здесь и далее, если это специально не оговорено, имеются в виду *девиаторные* напряжения σ_1' и σ_3', но для простоты они приводятся без верхних апострофов.) Для трещин отрыва характерна шероховатая поверхность.

Трещины скалывания образуются, когда касательное напряжение превышает предел прочности на скалывание: $\tau > \tau_s$. (Заметим, что в отличие от нормальных напряжений касательные напряжения всегда являются одновременно и *девиаторными*.) Трещины скалывания в маловязких породах (например, глинах) ориентированы в одной из двух плоскостей максимальных касательных напряжений τ_{max}, т. е. под углом 45° к осям σ_1 и σ_3 (см. выше, а также рис. 1.28). Оговорка о маловязких породах сделана потому, что в более вязких породах трещины скалывания образуются под углом $\alpha < 45°$ к оси максимального сжатия σ_3. Угол α получил название «угла скалывания», его осредненное значение для разных пород — 30°. *Сопряженные* трещины скалывания возникают по обе стороны от оси σ_3 и образуют между собой *острый* угол $2\alpha < 90°$. Такие трещины являются важным диагностическим признаком ориентировки осей главных нормальных напряжений: ось максимального сжатия σ_3 лежит в биссекторной плоскости *острого* двугранного угла,

образованного двумя сопряженными трещинами скалывания, и ориентирована по нормали к линии их пересечения; ось максимального растяжения σ_1 лежит в биссекторной плоскости *тупого* двугранного угла, образованного этими трещинами скалывания, и также по нормали к линии их пересечения; наконец, промежуточная ось σ_2 ориентирована вдоль линии их пересечения. Для трещин скалывания, в отличие от трещин отрыва, характерна ровная поверхность из-за взаимного смещения их крыльев (см. рис. 1.28), «срезающего» излишние неровности.

Тот факт, что ориентировка трещин скалывания отклоняется от плоскости максимальных касательных напряжений τ_{max}, объясняется следующим образом. В идеальном случае, при отсутствии вязкого трения (к этому случаю приближаются маловязкие породы), трещины скалывания должны образоваться как раз параллельно плоскости этих напряжений, поскольку при нарастании напряжений именно в этой плоскости скорее, чем в других плоскостях, может быть превышен предел прочности на скалывание τ_s. Однако в более вязких породах появляется фактор сопротивления относительному смещению крыльев трещины — так называемое «трение покоя». Это трение прямо пропорционально не только вязкости породы (коэффициенту трения), но и величине нормального к этому сечению напряжения сжатия. А как мы видели ранее, это напряжение по своей абсолютной величине минимально в плоскости, перпендикулярной оси максимального растяжения σ_1, и монотонно возрастает с постепенным поворотом плоскости действия этого напряжения, достигая своего максимума в плоскости, перпендикулярной оси максимального сжатия σ_3. Таким образом, максимум «сдвигающего» касательного напряжения τ_{max} приурочен к плоскости, ориентированной под углом 45° к оси σ_3. Минимум же «препятствующего» нормального напряжения приурочен к плоскости, перпендикулярной оси σ_1, а поэтому образующей с осью σ_3 угол 0°; «сдвигающее» же касательное напряжение в этой плоскости равно нулю. Поэтому превышение величиной «сдвигающего» напряжения величины «препятствующего» напряжения достигается в плоскости, ориентированной под углом $0 < \alpha < 45°$ к оси σ_3.

Однако при увеличении глубины под действием нагрузки вышележащих толщ возрастает равномерное всестороннее сжатие. Поэтому нормальные напряжения, действующие в разноориентированных плоскостях, различаются менее значительно, и главным фактором становится «сдвигающее» касательное напряжение, которое, как уже говорилось, максимально в плоскости, ориентированной под углом 45° к оси σ_3.

Итак, мы видим, что по отношению к трем главным осям напряжений трещины образуются в трех плоскостях (см. рис. 1.28): одной ортогональной и двух диагональных. А вот другая ортогональная плоскость, перпендикулярная оси максимального сжатия σ_3, является «запрещенной», вдоль нее трещины не образуются. Это подтверждено многочисленными экспериментами над разными *однородными* и *изотропными* материалами и горными породами.

Между тем существуют две структурные формы, сильно различающиеся по своим масштабам, — кливаж осевой плоскости в складчатых областях и трансформные разломы в срединно-океанских хребтах. Они ориентированы как раз в «запрещенном» направлении. Это объясняется тем, что в первом случае среда является неоднородной, а во втором — анизотропной. Подробнее об этих «исключениях» речь пойдет ниже.

1.5.3. Хрупкое и вязкое разрушение

Начнем с двух примеров. Первый пример — оконное стекло. При постепенном увеличении давления на него оно сначала испытывает упругую деформацию. При превышении предела прочности σ_s в стекле возникают трещины. Никакой пластической деформации при этом стекло не испытывает. Другой пример — влажная глина. При превышении предела упругости σ_e она начинает деформироваться пластически, и лишь при дальнейшем повышении напряжений и превышении предела прочности σ_s в глине возникают трещины. Таким образом, поведение материала зависит от «диапазона пластичности» $\sigma_s - \sigma_e$. Если этот диапазон невелик или, как в случае стекла, равен нулю, то материал называется «хрупким». При значительной же разности σ_s и σ_e (как в случае глины) материал считается «пластичным». Ниже будут приведены примеры хрупких и вязких разрывных нарушений.

1.5.4. Относительность понятий о пластической и разрывной деформации в зависимости от соотношения размеров тел и нарушающих их сплошность разрывов (трещин)

Проведем простой эксперимент. На длинном торце толстой пачки листов бумаги нанесем карандашом линию, перпендикулярную листам. Затем произведем сдвиг пачки параллельно длинному торцу. Карандашная линия испытает при этом перекос и образует с листами угол, отличный от прямого. В то же время эта линия сохранит свою *видимую* непрерывность. Последнее обстоятельство дает нам право утверждать, что пачка листов испытала *пластическую* деформацию.

Однако муравей, оказавшийся на торце как раз вблизи карандашной линии, с нашим утверждением вряд ли согласится, ибо он отчетливо увидит, что след карандаша на соседних листах «разошелся» и что эти листы испытали относительное *разрывное* смещение. Кто же в этом случае прав? Человек с его мощным интеллектом или дотошный муравей, об интеллекте которого биология имеет пока довольно смутное представление? Оказывается, каждый прав по-своему, и все зависит от *масштаба* рассмотрения. Нельзя говорить о пластической и разрывной деформации вообще, нужно всегда четко обозначать: 1) характерный размер L интересующего нас геологического тела, испытавшего деформацию; 2) характерный размер l тех поверхностей, вдоль которых происходят смещения, являющиеся *механизмом* деформации наше-

го тела. Если $L >> l$, то можно говорить о пластической деформации тела. Если же $L \sim l$, то деформацию следует квалифицировать как разрывную. В качестве иллюстрации вернемся к рис. 1.1. Для тела, изображенного на рис. 1.1*а*, следует говорить о пластической деформации, а для фрагмента этого тела (рис. 1.1*б*) — о разрывной деформации.

На этом примере уместно показать относительность понятия не только пластической и разрывной деформаций, но и малой и большой деформаций. Крупное тело (рис. 1.1*а*) может испытать деформацию не более 1 %; такую деформацию, как мы видели выше, можно считать малой. В то же время фрагмент этого тела (рис. 1.1*б*) может быть деформирован гораздо значительнее, поскольку именно этот фрагмент и ему подобные, испытывающие разрывную деформацию, как раз и обеспечивают деформацию крупного тела, в то время как его другие фрагменты не испытывают вообще никакой деформации.

1.5.5. Разрывная деформация некоторого объема среды как механизм пластической деформации более крупного объема, альтернатива пластической деформации соразмерного объема и координатор пластической деформации более мелких объемов

В сущности, две первые функции разрывной деформации были описаны в предыдущем параграфе и обозначены в заглавии этого параграфа для полноты картины. Добавим, что под альтернативой понимается возможность некоторого объема испытать либо пластическую, либо разрывную деформацию. В качестве примера можно привести смыкающее крыло флексуры, которое по разрезу или по простиранию может перейти во взброс. В этом случае можно утверждать, что два соседних соразмерных массива горных пород деформированы различным образом.

Третья функция разрывной деформации обнаруживается вблизи окончаний разрывных нарушений. Рассмотрим для примера сдвиг, на этот раз в геологическом, а не механическом смысле (рис. 1.29). Сдвиг пересек среднюю из трех даек и уперся своими концами в две другие дайки. В юго-западном крыле сдвига дайка 2 смещена к северо-западу от своего первоначального положения, показанного пунктиром. В то же время дайка 1 не затронута сдвигом и поэтому осталась во время разрывной деформации на месте. Расстояние между названными дайками сократилось, т. е. северо-западный фланг юго-западного крыла испытал пластическую деформацию горизонтального укорочения в северо-западном направлении. Юго-восточный же фланг этого крыла, наоборот, испытал компенсирующую деформацию горизонтального удлинения в том же направлении (из-за неподвижности на этот раз дайки 3). Данная схема в самом первом приближении отображает геодинамическую ситуацию в области известного Таласо-Ферганского правостороннего сдвига. Сам сдвиг функционирует в поле действия субмеридионального сжатия, обусловленного давлением с юга столь же известного Индостанского кли-

на-индентора (от английского слова *indentation* — «вдавливание»), и поэтому является правосторонним. А отмеченное нами горизонтальное сжатие на северо-западном фланге юго-западного крыла породило Чаткало-Кураминскую систему неотектонических поднятий и впадин (ЧК на рис. 1.29).

Что касается северо-восточного крыла разрыва, то оно могло испытать смещение в юго-восточном направлении, с горизонтальным укорочением на фронте этого смещения и компенсирующим горизонтальным удлинением в его тылу (картина, обратная тому, что происходило на юго-западном крыле), а могло и вовсе остаться неподвижным (см. рис. 1.29). В этом последнем случае разрыв выступает в качестве координатора пластической деформации только на его юго-западном крыле, и тогда сам *факт* пластической деформации, выраженный в виде формирования соответствующих тектонических структур (в нашем примере ЧК), дает нам указание на то, что одно из крыльев разрыва является *активным*, а другое — *пассивным*.

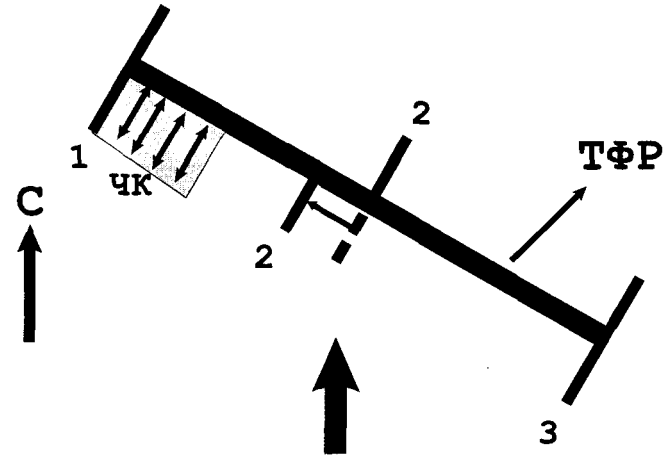


Рис. 1.29. Сдвиговый разрыв, на концах которого амплитуда сдвига сходит на нет (дайки 1 и 3 не смещены). Смещение (к северо-западу), зафиксированное по смещению дайки 2, испытывает только юго-западное крыло. На его фронте в обстановке горизонтального сжатия возникает складчатость. Схема является простейшей моделью Таласо-Ферганского разлома (ТФР). ЧК – Чаткало-Кураминская система неотектонических поднятий и впадин. ТФР функционирует в поле действия субмеридионального сжатия, обусловленного давлением с юга Индостанского клина-индентора (крупная стрелка), и поэтому является правосторонним. По этой причине активным является только юго-западное крыло сдвига

1.5.6. Разрывное нарушение как предельный случай неоднородности деформации

Приведем в качестве примера ситуацию, отображенную на рис. 1.30. Горизонтальное сжимающее напряжение σ_3 вынуждает верхний слой песчаника на крыле складки проскальзывать относительно нижнего слоя так, как показано

встречными стрелками. В левой нижней части крыла между слоями песчаника расположен слой глинистого сланца, который вверх по восстанию выклинивается, так что оба слоя песчаника приходят в непосредственное соприкосновение. На рис. 1.30*а* показано первично горизонтальное расположение всех трех слоев и пересекающая их вертикальная метка. (Ниже мы увидим, что в качестве таких «меток» выступают поверхности предскладчатого кливажа, возникшие в обстановке упомянутого горизонтального сжимающего напряжения σ_3.) В процессе формирования складки в слоях песчаника не происходит никакой деформации, поэтому метки остаются перпендикулярными этим слоям. А вот в слое сланца происходит деформация сдвига, в результате чего метка «скашивается», но продолжает соединять обе метки в слоях песчаника, так что на этом участке крыла происходит хотя и *неоднородная*, но *пластическая* деформация. (Ср. с рис. 1.7, где показана *однородная* деформация сдвига.) На правом верхнем участке крыла метка в слоях песчаника претерпевает разрыв, так что и деформацию на этом участке крыла можно квалифицировать как *разрывную*. Другими словами, на левом участке крыла сдвиг **рассредоточен** по глинистому *слою*, деформация которого превышает деформацию смежных песчаных слоев (в этом — ее **неоднородность**), а на правом участке он *сосредоточен* на одной **плоскости** раздела песчаных слоев (здесь глинистый слой выклинивается). В результате разрывное нарушение предстает как *предельный* случай неоднородности деформации.

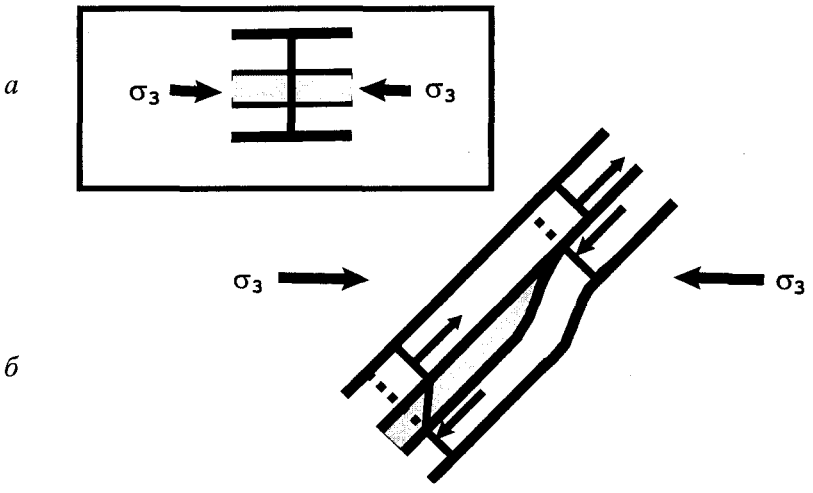


Рис. 1.30. Кливаж, две поверхности которого показаны на рисунке и который возник на предскладчатом (*а*) этапе горизонтального сокращения слоистой пачки, маркирует деформацию сдвига на складчатом (*б*) этапе. В слое глинистого сланца (светло-серый цвет) деформация рассредоточена по всему слою, а при выклинивании этого слоя она полностью сосредоточивается на разделе пришедших в соприкосновение слоев песчаника (светлый цвет), проскальзывающих друг относительно друга. В результате это разрывное смещение предстает как предельный случай неоднородности деформации

1.5.7. Виртуальный характер реконструкции тектонических напряжений

Все изложенное выше в данном разделе можно, резюмируя, разделить на две, казалось бы, противоречащие друг другу части. В первой части (параграфы 1.5.1–1.5.3) утверждалось, что разрывная деформация является следствием превышения напряжениями пределов прочности материала на отрыв σ_s или скалывание τ_s после того, как материал испытал только упругую (в случае хрупкого разрушения) или также и пластическую (в случае вязкого разрушения) деформацию. Другими словами, получается, что разрывная деформация только *следует* за упругой или пластической деформацией материала. Во второй же части (параграфы 1.5.4–1.5.6) граница между пластической и разрывной деформациями как бы «размывается» и они оказываются в более сложных соотношениях, а главное — при этом ничего не говорится о напряжениях и пределах прочности.

Все дело в том, что понятие о напряжениях — чисто *виртуальное*. Сами по себе напряжения ощущать, а тем более измерять невозможно. Их можно оценивать только через вызванные ими деформации по формулам (1.4.2) — (1.4.5). И когда мы говорим о пределах прочности σ_s или τ_s, мы на самом деле имеем в виду либо предельную *упругую деформацию* ε_s или γ_s, при превышении которой следует хрупкое разрушение, либо предельную *скорость пластической деформации* $\dot{\varepsilon}_s$ или $\dot{\gamma}_s$, при превышении которой наступает вязкое разрушение. Приведем два примера, когда говорить о «пределе прочности» вообще не имеет смысла.

Первый пример — эксперименты по растяжению слоя песка, помещенного на резиновое основание; зерна песка окрашены таким образом, чтобы можно было различать отдельные слои. При *медленном* растяжении этот слой равномерно увеличивает свою длину и уменьшается в мощности, т. е. происходит межзерновая пластическая (в данном случае более уместен термин «остаточная») деформация, когда отдельные зерна смещаются друг относительно друга (см. выше). А вот при *быстром* растяжении слой песка разбивается сбросами на чередующиеся грабены и горсты. То есть разрывная деформация происходит в материале, имеющем *нулевую* прочность! Другими словами, для осуществления медленного растяжения достаточным механизмом является взаимное относительное перемещение отдельных *зерен*. Для быстрого растяжения этого недостаточно, и «включается» механизм относительного смещения самоорганизующихся целых *блоков* материала, состоящего из не связанных друг с другом частиц (сыпучей среды). В таких случаях принято говорить об «энергетической выгоде» того или иного механизма.

Второй пример — те разрывные нарушения в метаморфических толщах, которые обнаруживают парагенетическое единство с весьма прихотливой так называемой «складчатостью течения» (на них впервые обратил внимание В. В. Эз). Поверхности сместителей таких разрывов обычно не сопровождаются какими-либо брекчиями и т. п.; вдоль них фиксируется лишь сам *факт* смещения слоев. Вряд ли имеет смысл говорить о превышении «предела проч-

ности» в таких «текучих» толщах. А вот превышение некоего «предела скорости пластической деформации» имело место.

Виртуальный характер реконструкции тектонических напряжений особенно «чувствителен» в случае так называемой «несоосной» пластической деформации. Как мы уже говорили, существуют два простейших типа однородных деформаций — удлинение-укорочение и простой сдвиг. Удлинение-укорочение — это *соосная* деформация в том смысле, что главные оси напряжений и деформаций совпадают в течение всего процесса деформирования. Если у нас имеется уверенность, что деформация была соосной, то мы можем ориентировку главных осей деформации (эллипсоида деформации) считать одновременно и ориентировкой главных осей напряжений.

С *несоосной* деформацией простого сдвига дело обстоит иначе. Только в самом ее *начале* главные оси напряжений (σ_1, σ_2 и σ_3) и главные оси деформации (ε_1, ε_2 и ε_3) ориентированы взаимно параллельно. При этом оси максимального растяжения σ_1 и максимального сжатия σ_3 наклонены под углом 45° к плоскости сдвига, а промежуточная ось σ_2 параллельна этой плоскости и перпендикулярна направлению сдвига (см. ниже рис. 2.5). При продолжении действия напряжений угол между осью ε_1 и плоскостью сдвига будет непрерывно уменьшаться вплоть до нуля при бесконечно большой деформации и тем самым все больше отличаться по своей ориентировке от фиксированной оси σ_1. Соответственно, ось ε_3 испытает вращение в том же направлении, все больше отклоняясь от направления оси σ_3 и стремясь в пределе стать перпендикулярной к плоскости сдвига. И только ось ε_2 сохранит свою ориентировку. Поэтому даже знание ориентировки главных осей деформации без привлечения дополнительных данных еще не гарантирует исследователю правильную реконструкцию ориентировки главных осей напряжений. Полную гарантию в этом предоставляет лишь *малая* деформация.

Все, о чем говорилось выше, относилось к *изотропной* среде. В *анизотропной* же среде даже в случае *малой* упругой деформации ориентировка главных осей напряжений и деформаций совпадает лишь в «симметричной» ситуации, когда главные оси напряжений параллельны или перпендикулярны главной плоскости анизотропии (например, слоистости или сланцеватости). В более общем случае они не совпадают.

ГЛАВА 2

ОСОБЕННОСТИ МЕХАНИЗМА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

В предыдущей главе содержались в основном краткие базовые сведения по механике сплошных сред и механике твердого тела, проиллюстрированные по возможности примерами из структурной геологии. Далее речь пойдет непосредственно о тех процессах и методах их изучения, которые составляют предмет собственно тектонофизики. Краткость изложения материала в данном пособии обусловлена ограниченной продолжительностью настоящего курса. Дополнительная литература по тектонофизике приводится в конце книги.

2.1. СПЕЦИФИКА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ, ОБУСЛОВЛЕННАЯ БОЛЬШИМИ ОБЪЕМАМИ ГОРНЫХ ПОРОД И ДЛИТЕЛЬНОСТЬЮ ПРОЦЕССА

Как известно, в физике теория и подтверждающий (или опровергающий) ее эксперимент идут рука об руку. Возможен ли эксперимент в тектонофизике?

На первый взгляд, на этот вопрос следует ответить категорически отрицательно.

Во-первых, тектонофизика имеет дело с огромными объемами горных пород и их толщ. Уровень развития человеческих технологий пока не позволяет (а скорее всего и никогда не позволит), например, оказать боковое давление на осадочную толщу мощностью в несколько километров, чтобы смять ее в складки.

Во-вторых, не только у отдельного экспериментатора, но и у всего человечества в целом нет в распоряжении того длительного времени (сотни тысяч и миллионы лет), в течение которого в природе происходит приведенное выше в качестве примера складкообразование.

В-третьих, даже если бы такой эксперимент с осадочной толщей и был произведен, его результат (морфологию искусственной складчатости со всеми ее особенностями) нельзя было бы сравнить с морфологией какой-нибудь природной складчатости из-за того, что верхняя часть последней безвозвратно уничтожена процессами денудации, а нижняя часть скрыта на недоступной глубине.

Однако выход из этой как будто бы безнадежной ситуации все же есть.

2.1.1. Принципы физического моделирования тектонических деформаций

В XIX в. проводились эксперименты по воспроизведению природной складчатости путем продольного сжатия пакетов из чередующихся слоев *при-*

родного известняка, песчаника и других *твердых* пород. Но при сжатии слои только разрушались, а в складки не изгибались. Впоследствии, уже в XX в., выяснилось, что в этих экспериментах не были соблюдены принципы физического моделирования тектонических деформаций, а именно условия физического подобия. В физике для этих целей существует хорошо разработанная теория. Не углубляясь в ее основы, ограничимся лишь одним примером ее применения. Этот пример как раз подходит для моделирования длительного (сотни тысяч и миллионы лет) складкообразования.

2.1.2. Условия геометрического и физического подобия

Прежде чем говорить об условиях *физического* подобия, подчеркнем, что в эксперименте должно соблюдаться в первую очередь *геометрическое* подобие. Если речь идет о складкообразовании, то параметры экспериментально воспроизведенной складчатости (степень сжатости складок, угол наклона их осевых поверхностей, форма замков и т. п.) должны соответствовать аналогичным параметрам природной складчатости. В частности, одинаковая степень сжатости складок свидетельствует об одинаковой величине деформации горизонтального укорочения в эксперименте и в природе, а одинаковый угол наклона осевых поверхностей — об одинаковой величине деформации горизонтального простого сдвига («скашивания»).

Однако соблюдение геометрического подобия — это *необходимое*, но еще *не достаточное* условие физической корректности эксперимента. Необходимо также соблюдение *физического* подобия экспериментальной модели и природного объекта. Условие такого подобия для нашего примера со складкообразованием (и вообще для геологически длительной пластической деформации) выражается следующим образом:

$$C_\eta = C_l \times C_t \times C_\rho \times C_g,\ C_i = \frac{i_m}{i_n}. \qquad (2.1.1)$$

Здесь C_i — так называемый «множитель подобия» по параметру i, где i — один из пяти параметров, фигурирующих в условии подобия (2.1.1): вязкости тела η, размера тела l, длительности процесса t, плотности тела ρ и ускорения силы тяжести g. i_m — это значение данного параметра в экспериментальной модели, а i_n — аналогичное значение в природном объекте. Латинские символы и индексы соответствуют, как обычно, начальным буквам английских слов: C — *correlation* (соотношение), l — *length* (длина), t — *time* (время), g — *gravity* (сила тяжести), m — *model* (модель), n — *nature* (природа).

Формула (2.1.1) представляет собой *одно уравнение*; следовательно, для его решения в нем должно быть *только одно неизвестное*. В качестве такого неизвестного обычно фигурирует η_m — вязкость того вещества, которое используется в модели.

2.1.3. Эквивалентные материалы

Вещества, свойства которых при физическом моделировании удовлетворяют условиям подобия, получили в тектонофизике название «эквивалентные материалы». Оценим по условию подобия (2.1.1) вязкость того эквивалентного материала, который можно использовать при экспериментальном воспроизведении природной складчатости. Для этого необходимо оценить значения всех других входящих в (2.1.1) параметров.

Размер l_n природного объекта — складчатой зоны — имеет порядок ~ 10 км. Как мы уже видели, такая оценка с точностью до порядка означает, что размер на один порядок меньше — 1 км — является слишком малым, а размер на один порядок больше — 100 км — слишком большим. На языке геологов порядок ~ 10 км обычно формулируется так: «километры и первые десятки километров». Итак, $l_n \sim 10$ км $= 10 \times 10^3$ м $= 10^4$ м. *Размер l_m экспериментального модельного* образца имеет порядок ~ 10 см $= 10^{-1}$ м. Это означает, что размер на один порядок меньше — 1 см — является слишком малым (с таким образцом трудно работать), а размер на один порядок больше — 1 м — слишком большим (такие образцы весьма громоздки). Таким образом, *множитель подобия* по размеру составит: $C_l = l_m / l_n \sim 10^{-1}$ м $/ 10^4$ м $= 10^{-5}$.

Длительность t_n природного складкообразования оценивается по-разному. В частности, для складчатости общего смятия, обусловленной горизонтальным укорочением осадочных толщ, по возрасту этих толщ и возрасту срезающего их углового несогласия приводятся оценки «сотни тысяч и миллионы лет». Следовательно, можно принять $t_n \sim 1$ млн лет $= 60 \times 60 \times 24 \times 365 \times 1$ млн с $= 3{,}1536 \times$ $\times 10^7 \times 10^6$ с $\sim 10^{13{,}5}$ с. (Напомним, что половина порядка — это $10^{0{,}5} \approx 3{,}33$.) *Длительность t_m эксперимента* — это десятки минут или первые часы. Поэтому $t_m \sim 1$ ч $= 60 \times 60$ с $= 3{,}6 \times 10^3$ с $\sim 10^{3{,}5}$ с. *Множитель подобия по времени* составит, таким образом, $C_t = t_m / t_n \sim 10^{3{,}5}$ с $/ 10^{13{,}5}$ с $= 10^{-10}$.

Плотность ρ_n природных осадочных толщ составляет (2–2,5) г/см^3. *Плотность ρ_m модельных веществ* не намного меньше — (1–1,5) г/см^3. Это величины одного порядка, поскольку наибольшая из них превосходит наименьшую лишь в $2{,}5 < 10^{0{,}5} \approx 3{,}33$ раза. Поэтому *множитель подобия по плотности* можем считать равным $C_\rho \sim 1$.

За единицу можно принять и *множитель подобия по ускорению силы тяжести*: $C_g \sim 1$, если только эксперимент не проводится в центрифуге, которая способна создать искусственное ускорение, во много раз превосходящее природное ускорение силы тяжести. В настоящее время нет данных о том, что порядок последней величины существенно изменялся на протяжении того отрезка истории Земли, когда осадочные толщи испытывали складкообразование.

Подставляя значения всех указанных выше четырех множителей подобия в (2.1.1), мы получаем: $C_\eta = 10^{-5} \times 10^{-10} \times 1 \times 1 = 10^{-15}$. *Вязкость природных осадочных толщ* имеет порядок $\eta_n \sim 10^{18}$ Па·с (см. выше). Поэтому *вязкость модельного материала*, удовлетворяющая условию подобия (2.1.1), отчего этот материал

может считаться *эквивалентным*, составит $\eta_m \sim (10^{18}$ Па·с) $\times\ 10^{-15} = 10^3$ Па·с. Такой вязкостью обладают, например, влажная глина и машинное масло. Для сравнения укажем, что вязкость воды на шесть порядков ниже и составляет 10^{-3} Па·с.

2.1.4. Упрощение моделирования в случае автоматического выполнения условий подобия

Условие подобия (2.1.1) для физического моделирования длительных пластических деформаций толщ горных пород приведено выше *без его довольно громоздкого вывода*, но с примером, чтобы читатель быстро вошел в суть дела. А теперь мы для иллюстрации *выведем* более простое условие подобия, которое, однако, в отличие от условия (2.1.1) на практике применяется редко. Для этого закон вязкого течения (1.4.4) запишем в таком виде:

$$\frac{d\varepsilon}{dt} = \frac{\sigma}{2\eta},\ d\varepsilon = \frac{\sigma}{2\eta}dt. \qquad (2.1.2)$$

Напомним, что согласно формуле (1.2.1) ε представляет собой «процентную» меру деформации. Поэтому если в момент времени t «кратная» мера деформации по формуле (1.2.2) составляла $k = l/l_0$, то приращение деформации за время dt выразится так: $d\varepsilon = dl/l$. После чего формула (2.1.2) преобразуется в

$$\frac{dl}{l} = \frac{\sigma}{2\eta}dt. \qquad (2.1.3)$$

Интегрируя это простейшее дифференциальное уравнение с начальным условием $l = l_0$ при $t = 0$, получим с учетом формулы (1.2.2) и небольших преобразований:

$$\frac{\sigma t}{\eta} = 2\ln k. \qquad (2.1.4)$$

Это тот же закон вязкого течения (2.1.2), но выраженный в *интегральной форме*, для *большой (конечной) деформации*. Такая деформация, как мы говорили выше, характеризуется «кратной» мерой k.

Теперь можно сформулировать условие подобия для физического моделирования. Как говорилось выше, прежде всего должно быть соблюдено геометрическое подобие модели и объекта. В данном случае их геометрия определяется правой частью уравнения (2.1.4), в которой фигурирует величина деформации k. Эта величина должна иметь одно и то же значение как у объекта, так и у модели. Например, если природная слоистая толща при складкообразовании испытала горизонтальное укорочение в два раза ($k_n = 2$), то и модельная «толща» также должна испытать аналогичное по величине

горизонтальное укорочение ($k_m = 2$). Поэтому правые части уравнений (2.1.4) для модели (с индексом m) и для объекта (с индексом n) должны быть равны: $k_m = k_n$. Но в этом случае должны быть уравнены и их левые части:

$$\frac{\sigma_m t_m}{\eta_m} = \frac{\sigma_n t_n}{\eta_n}. \qquad (2.1.5)$$

После несложных преобразований получаем:

$$\frac{\eta_m}{\eta_n} = \frac{\sigma_m}{\sigma_n} \times \frac{t_m}{t_n}. \qquad (2.1.6)$$

Теперь по аналогии с описанным выше условием подобия (2.1.1) можно сформулировать еще одно условие подобия для физического моделирования длительных пластических деформаций:

$$C_\eta = C_\sigma \times C_t,\ C_i = \frac{i_m}{i_n}. \qquad (2.1.7)$$

Здесь, как и выше, C_i — множитель подобия по параметру i, где i — один из трех параметров, фигурирующих в условии подобия (2.1.7): вязкости η, напряжения σ и длительности t. i_m — это значение данного параметра в экспериментальной модели, а i_n — аналогичное значение в природном объекте.

Теперь предположим, что мы, как ранее для выполнения условия (2.1.1), определили вязкость эквивалентного материала (пусть она опять составит $\eta_m \sim 10^3$ Па·с). Затем провели эксперимент и осуществили горизонтальное укорочение модельной «толщи», скажем, в два раза, предварительно оценив такой же величиной укорочение природной толщи. Вернемся к уравнению (2.1.5) и зададимся вопросом: а что изменится, если для нашего эксперимента мы выберем материал с вязкостью $\eta_m \sim 10^4$ Па·с, т. е. в 10 раз (на один порядок) выше? В соответствии с законом вязкого течения (2.1.4) для достижения той же величины горизонтального укорочения модельной «толщи» нам потребуется время в 10 раз более длительное, чем первоначальное. В результате левая часть уравнения (2.1.5) останется без изменений, поскольку в 10 раз увеличены как ее числитель, так и знаменатель. Следовательно, не изменится и правая часть этого уравнения. Другими словами, изменив *произвольно* вязкость эквивалентного материала, мы, тем не менее, соблюли условие подобия (2.1.7), которое, как было показано выше, является лишь другой формой записи уравнения (2.1.5).

Аналогичный результат получится, если мы, сохранив прежнюю вязкость эквивалентного материала, уменьшим, например, в 10 раз напряжение σ_m.

В этом случае по закону вязкого течения (2.1.4) для достижения той же величины горизонтального укорочения модельной «толщи» нам снова потребуется время в 10 раз более длительное, чем первоначальное. И опять левая часть уравнения (2.1.5) останется без изменений, а вместе с ней и правая часть этого уравнения. То есть условие подобия (2.1.7) снова будет соблюдено.

Отсюда следует весьма важный вывод. В тех случаях, когда условия подобия выведены из простых законов механики сплошной среды, таких как закон вязкого течения (2.1.4), и когда мы можем полагать, что как природная толща, так и модельный материал ведут себя в соответствии с этими законами, условия подобия выполняются *автоматически* при применении *любого* модельного материала (в данном примере материала любой вязкости). И при выборе такого материала можно руководствоваться лишь соображениями удобства — чтобы его вязкость была не слишком низкой (когда модельные образцы невозможно разрезать для фотографирования и изучения), но и не слишком высокой (в этом случае сильно увеличивается длительность эксперимента).

Помимо соображений удобства, можно указать еще одно преимущество автоматического выполнения условий подобия. Как и в вышеописанном случае с уравнением (2.1.1), использование уравнения (2.1.5) предполагает, что значения всех входящих в него параметров нам известны, кроме одного, которое и требуется определить. Но теперь вязкость модельного материала мы можем выбирать *произвольно*. Значит, можно с помощью этого уравнения оценить значение другого параметра, на этот раз природного. И таким параметром, наиболее трудно поддающимся оценке, является то природное напряжение σ_n, которое, действуя в течение времени t_n на природную толщу с вязкостью η_n, вызвало ее горизонтальное укорочение в k раз. Такую оценку мы произведем ниже, при описании реконструкции тектонических деформаций и напряжений.

Необходимо сразу оговорить, что закон вязкого течения (2.1.4) предполагает *постоянство* значений напряжения σ и вязкости η в течение времени t. Между тем соблюдение этого условия даже в эксперименте (не говоря уже о природной обстановке) представляет собой определенную проблему. Напряжение σ, как мы видели выше, определяется как частное от деления приложенной сбоку силы на площадь боковой поверхности модельного образца. Однако в процессе деформации образец не только испытывает укорочение по горизонтали, но для сохранения своего объема также удлиняется по вертикали. Соответственно увеличивается и площадь боковой поверхности, так что при неизменности силы горизонтального сжатия напряжение σ уменьшается. И для поддержания постоянства напряжения придется эту силу постоянно (по мере деформации) увеличивать. В эксперименте это еще можно осуществить, а как обстоит дело в природной обстановке — сказать трудно.

Вязкость η также изменяется в процессе деформации. Как будет показано ниже, при складкообразовании последовательно включаются разные механизмы деформации слоистой толщи, которые и определяют ее эффективную вязкость.

Таким образом, закон вязкого течения (2.1.4) справедлив лишь для неких *осредненных* по времени значений напряжения σ и вязкости η. Напомним, что под σ, если нет специальных оговорок, подразумевается девиаторное напряжение, т. е. та часть общего напряжения, которое, собственно, и вызывает деформацию.

2.1.5. Воспроизведение различных структурных форм с применением эквивалентных материалов

Использование условий подобия, примеры которых были приведены выше, а также автоматическое выполнение условий подобия в простейших случаях физического моделирования позволили экспериментаторам во многих странах воспроизвести в лаборатории самые различные структурные формы и их ансамбли разного масштаба и ранга: кливаж, тектоническое разлинзование слоев и будинаж, трещины отрыва и скалывания, отдельные складки и целые складчатые зоны, разрывные нарушения различного кинематического типа (сбросы, взбросы, надвиги, сдвиги), шарьяжные зоны, рифтовые долины и трансформные разломы срединно-океанских хребтов, зоны спрединга и субдукции, планетарную сеть трещин и разломов, а также многие другие.

Необходимо отметить, что все эти результаты физического моделирования являются еще не *доказательством* происхождения тех или иных структурных форм и их ансамблей, а лишь подтверждением *физической состоятельности* гипотезы об их генезисе. То есть эти результаты всего лишь *увеличивают вероятность* правоты подобной гипотезы. Но решающее слово остается за геологическими данными (данными структурной геологии и геотектоники).

В то же время многократные неудачи воспроизведения структурных форм и их ансамблей дают повод усомниться в правоте выдвигаемой гипотезы. Например, несмотря на многократные попытки, до сих пор не удается воспроизвести так называемую «складчатость скалывания», в которой кливаж параллелен осевым поверхностям складок, а мощность слоев, измеренная параллельно этим поверхностям (так называемая «осевая мощность»), сохраняет свое постоянство при переходе от крыльев к замкам складок. Другой пример — попытки воспроизвести кливаж в *однородном* материале путем его горизонтального укорочения (ниже будет показано, что в *неоднородном* материале это удается). Еще пример — попытки смоделировать трансформные разломы срединно-океанских хребтов опять-таки в однородном, а главное — в *изотропном* материале.

2.2. ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД И ТОЛЩ

Еще раз вспомним основные «пластически-разрывные» *деформационные свойства* горных пород и слагаемых ими толщ: 1) предел упругости σ_e; 2) предел прочности σ_s; 3) «диапазон пластичности» $\sigma_s - \sigma_e$; 4) вязкость η. Эти деформационные свойства зависят от «внешних» *параметров*, характеризующих *условия деформации*: 1) длительности процесса t; 2) равномерного всестороннего давле-

ния $p = -\sigma_m$, обусловленного в первую очередь нагрузкой вышележащих толщ и определяемого формулой (1.3.10); 3) флюидного давления p_f (нижний индекс — от английского слова *fluid*); 4) температуры T. Здесь мы не будем приводить точные, довольно сложные и не всегда однозначные формулы зависимости деформационных свойств от перечисленных параметров, а ограничимся только качественной констатацией влияния возрастания значений этих параметров.

2.2.1. Различия и изменчивость деформационных свойств горных пород и толщ при разных значениях «внешних» параметров

Рассмотрим табл. 2.1, где знак → означает, что с возрастанием значения «внешнего» параметра соответствующая величина, обозначающая деформационное свойство, возрастает, а знак ← указывает на убывание этой величины при возрастании значения «внешнего» параметра.

Таблица 2.1

Возрастание (→) или убывание (←) величины деформационных свойств горных пород и толщ при возрастании значений «внешних» параметров

	Предел упругости, σ_e	Предел прочности, σ_s	«Диапазон пластичности», $\sigma_s - \sigma_e$	Вязкость, η
Длительность процесса, t	←	←	→	?
Равномерное всестороннее давление, p	→	→	→	→
Флюидное давление, p_f	←	←	→	←
Температура, T	←	←	→	←

Прокомментируем содержание таблицы.

Длительность процесса деформации, как уже говорилось выше, определяет степень проявления таких свойств, как релаксация и ползучесть. Если напряжения в теле действуют *кратковременно*, то пластическая (необратимая) деформация тела происходит лишь при превышении этими напряжениями предела упругости, который в этом случае можно назвать «кратковременным» или, в предельном случае, «мгновенным». Однако при *длительном* воздействии сил (нагружении) пластическая деформация происходит и при напряжениях, не превосходящих «мгновенный» или «кратковременный» предел упругости. Например, если эта длительность равна времени вязко-упругой релаксации ϑ, (см. формулу (1.4.11)), то в соответствии с формулой (1.4.10) для поддержания первоначальной «мгновенной» величины упругой деформации к концу времени ϑ требуется лишь $1/e \sim 1/3$ величины постоянно действующего

напряжения, а его остальные 2/3 пойдут на трансформацию избыточной упругой деформации в пластическую деформацию. Другими словами, с учетом этого времени ϑ предел упругости уменьшится примерно в три раза. Таким образом, его можно назвать «длительным» пределом упругости. Длительная в геологическом масштабе времени нагрузка снижает этот предел практически до нуля. Поэтому, как уже было сказано выше, горные породы и толщи ведут себя в таких условиях как вязкие жидкости.

Аналогичным образом можно говорить об «условно-мгновенном» и «длительном» пределах прочности. Первый из этих пределов представляет собой предел прочности при времени нагружения в течение 1 с. Наречие «условно» применено здесь потому, что воздействовать на тело можно и в значительно более *краткие* промежутки времени. В главе 1 приводился пример эксперимента, при котором кусок струи жидкости в течение доли секунды после резкого удара сохранял цилиндрическую форму и лишь затем под влиянием сил поверхностного натяжения превращался в шаровидную каплю. Напротив, при экспериментальном *длительном* нагружении различные тела, в том числе и горные породы, разрушаются при напряжении ниже «условно-мгновенного» предела прочности. Такое напряжение можно назвать «длительным» пределом прочности.

Длительное действие нагружения увеличивает и «диапазон пластичности». Хрупкие при *кратковременном* воздействии тела (например, стекло) в результате длительного нагружения испытывают перед своим разрушением пластическую деформацию.

А вот влияние длительного действия напряжений на величину вязкости не установлено. В экспериментах, длившихся первые десятилетия, вязкость испытуемых горных пород существенно не изменялась, а более длительные эксперименты пока проблематичны.

Равномерное всестороннее давление влияет на деформационные свойства горных пород и толщ следующим образом. Его увеличение снижает предел упругости и одновременно повышает предел прочности, так что «диапазон пластичности» также расширяется. В результате при прочих равных условиях горные породы на глубине ведут себя более пластично, чем в приповерхностных условиях. Повышение этого давления увеличивает также вязкость пород и толщ. Увеличение как предела прочности, так и вязкости происходит потому, что первый олицетворяет так называемое «трение покоя» (силу трения, которую надо преодолеть для начала относительного скольжения двух соприкасающихся поверхностей), а вторая — так называемое «трение скольжения» (силу сопротивления названному скольжению). Обе эти силы представляют собой произведение коэффициента трения (зависящего от шероховатости поверхностей, отсутствия или наличия смазки, качества этой смазки и пр.) на силу «нормального давления», т. е. давления, действующего по нормали к соприкасающимся поверхностям. В нашем случае его роль выполняет равномерное всестороннее давление, которое нарастает с глубиной.

Флюидное давление (давление флюидов, содержащихся в порах и трещинах пород) влияет на деформационные свойства горных пород и толщ несколько иначе, чем упомянутое выше равномерное всестороннее давление, которое, как иногда говорят, испытывает «твердый скелет» пород. Его увеличение, подобно увеличению «скелетного» давления, снижает предел упругости и расширяет «диапазон пластичности», но в то же время уменьшает предел прочности и вязкость. Более подробно о роли поровых и трещинных флюидов речь пойдет в следующем параграфе.

Температура влияет на деформационные свойства горных пород и толщ в ту же сторону, что и флюидное давление. Во-первых, при ее увеличении повышается флюидное давление из-за стремления флюидов к тепловому расширению и сопротивления твердого скелета пород такому расширению. Во-вторых, в самом скелете при увеличении температуры увеличивается кинетическая энергия атомов и ионов в кристаллической решетке, что приводит как бы к «разрыхлению» этой решетки и к ее большей податливости к пластическим и разрывным деформациям.

Обобщая содержание таблицы и комментарии к ней, можно констатировать, что три «внешних» параметра — длительность процесса, флюидное давление и температура — влияют на деформационные свойства горных пород и толщ в одинаковом направлении в отличие от четвертого «внешнего» параметра — равномерного всестороннего давления. Общность первых трех параметров заключается в том, что все они способствуют «разрыхлению» структуры пород и толщ. Влияние длительности лучше всего передается поговоркой «капля камень точит»; воздействие повышения флюидного давления и температуры очевидно. А вот равномерное всестороннее давление, наоборот, «консолидирует» структуру пород и толщ. Об изменении величины названных «внешних» параметров с глубиной (естественно, за исключением длительности процесса) говорится ниже.

Оценка давлений и температур на глубине. *Литостатическое давление* на глубине, обусловленное весом вышележащих толщ, можно оценить по формуле:

$$p_s = \rho g z . \qquad (2.2.1)$$

Здесь ρ обозначает плотность вышележащих толщ, *осредненную* по глубине z. (Выбор индекса s мы обоснуем ниже при сравнении трех видов давления — литостатического, гидростатического и флюидного.)

Оценить p_s более точно можно, если проинтегрировать от 0 до z дифференциальный вариант приведенной формулы $dp_s = \rho_\zeta g\, d\zeta$, где роль вертикальной координаты на этот раз, во избежание путаницы в обозначениях, играет ζ («дзета») — греческий аналог латинского z, а ρ_ζ обозначает плотность бесконечно тонкого слоя, имеющего мощность $d\zeta$ и расположенного

на «текущей» глубине ζ. («Текущая» глубина ζ используется при интегрировании в отличие от «конечной» глубины z, для которой и производится расчет величины p_s.) Однако для такого интегрирования необходимо знать аналитическую или численную зависимость изменения плотности пород ρ_ζ с глубиной. Некоторые аналитические зависимости (далеко не бесспорные) приводятся в соответствующей литературе, а численные можно получить по данным каротажа буровых скважин. Этих специальных вопросов мы здесь касаться не будем.

Если принять *среднюю* плотность земной коры равной 2,5 г/см^3 (от 2 г/см^3 у «рыхлых» осадков верхней части осадочного слоя до 3 г/см^3 в низах «базальтового» слоя), то литостатическое давление в подошве «нормальной» континентальной коры, имеющей среднюю мощность 40 км, составляет по формуле (2.2.1), 1000 МПа = 1 ГПа. Нетрудно заметить, что если бы вся земная кора состояла только из рыхлых осадков, то литостатическое давление в ее подошве составило бы 800 МПа, а в другом экстремальном случае (целиком из базальта) — 1200 МПа. Из этого можно заключить, что при всем разнообразии слагающих земную кору горных пород литостатическое давление в ней нарастает с глубиной в узких пределах значений.

Этого нельзя сказать об изменении *температуры* с глубиной. Вертикальный температурный градиент в земной коре изменяется в широких пределах — от 6 °/км в областях кристаллических щитов до 150 °/км в вулканических областях. На платформах он составляет около 15 °/км, поэтому в подошве платформенной коры, имеющей мощность около 40 км, температура достигает 600° С.

Сравнительно недавно благодаря успехам петрологии появилась возможность оценивать давление и температуру на глубине в геологическом прошлом. Это произошло в результате анализа свойств некоторых минералов — так называемых «геобарометров» и «геотермометров», которые возникают при метаморфизме пород в определенных, достаточно узких диапазонах давлений и температур. Так, по этим минералам удалось установить, что при региональном метаморфизме в подвижных поясах указанная выше для стабильных платформ температура в 600° С могла существовать на гораздо меньших глубинах — до 10 км. Такого рода заключения были основаны на предположении, что «минералы-геобарометры» зафиксировали именно *литостатическое* давление, обусловленное *только* нагрузкой вышележащих толщ. Однако, как было показано выше, равномерное всестороннее давление σ_m, при котором возникают эти и другие минералы, определяется в общем случае по формуле (1.3.10). В случае действия тектонических напряжений горизонтального сжатия это давление превышает литостатическое: $\sigma_m > p_s$ (о напряжении чистого сдвига см. в пояснениях к рис. 1.18). Такое давление принято называть «сверхвысоким» или «сверхдавлением». В следующем параграфе будет показано, что «сверхдавление» может быть обусловлено и другим фактором.

2.2.2. Роль поровых и трещинных флюидов

Поведение флюидов изучается не только в гидрогеологии, нефтяной геологии, учении о полезных ископаемых и других разделах геологии. Немалую роль флюиды играют и в тектонических процессах. Выше (в частности, это отражено в таблице) уже говорилось о влиянии флюидного давления на деформационные свойства горных пород и толщ. В этом параграфе мы уточним соотношение разных видов давления, так или иначе связанных с флюидами, содержащимися в порах и трещинах пород. (В дальнейшем для облегчения изложения мы будем все полости в породах, в том числе и трещинные, называть «порами».)

Напомним, что *литостатическое давление* p_s обусловлено весом вышележащих толщ. Поскольку в отличие от жидкостей эти толщи являются твердыми (даже у насыщенных водой илов имеется твердый минеральный скелет), то нижний индекс символа p_s соответствует начальной букве английского (восходящего к латинскому) слова *solid*. *Флюидное давление* обозначается символом p_f (нижний индекс — от английского слова *fluid*). Разновидностью флюидного давления является так называемое *гидростатическое давление* p_h (нижний индекс — от английского слова *hydrostatic*); это давление обусловлено весом вышележащей водной толщи, например, в океане.

Сравнительно недавно П. Н. Кропоткин и Б. М. Валяев выделили в земной коре три зоны, отличающиеся по соотношению трех названных видов давления.

В *поверхностной зоне* (глубиной порядка 3 км) поры в горных породах представляют собой не только «сообщающиеся сосуды», но, что наиболее важно, эти «сосуды» свободно «сообщаются» с земной поверхностью. В результате в соответствии с известным физическим законом сообщающихся сосудов содержащиеся в поровом пространстве флюиды свободно циркулируют и находятся под гидростатическим давлением, т. е. под давлением *собственного* веса:

$$p_f = p_h = \rho_f g z, \tag{2.2.2}$$

где ρ_f обозначает плотность флюида. По своей структуре эта формула аналогична формуле (2.2.1). Справедливость этой формулы неоднократно подтверждалась при закачке в буровые скважины воды или бурового раствора, плотности которых известны.

В *переходной зоне* при бурении скважин обнаружилось, что флюидное давление превышает гидростатическое и с глубиной асимптотически все более приближается к литостатическому давлению, т. е. имеет место соотношение:

$$p_s > p_f > p_h. \tag{2.2.3}$$

Наконец, в *глубинной зоне* флюидное давление становится равным литостатическому давлению:

$$p_f = p_s. \qquad (2.2.4)$$

Постепенный переход значений флюидного давления от «гидростатического» к «литостатическому» объясняется все большей взаимной изолированностью, замкнутостью пор по мере погружения пород на все большую глубину. Причины этого следующие. Плотность флюида ρ_f меньше плотности ρ содержащей его горной породы, поэтому в поверхностной зоне в соответствии с формулами (2.2.1) и (2.2.2) литостатическое давление p_s превышает флюидное давление p_f. В результате такого неравенства давлений, а также пластичности твердого скелета пород (напомним, что при *длительном* действии сил твердые породы ведут себя как пластичные тела) происходит деформация этого скелета, направленная на уменьшение объема порового пространства и вытеснение флюидов. Этот процесс сходен с отжиманием воды из губки.

Однако уменьшение объема порового пространства имеет еще одно следствие. Сокращаются в размерах не только сами поры, но и соединяющие их каналы. В результате уменьшается не только *пористость*, но и *проницаемость* пород, вплоть до полной закупорки каналов. Здесь можно усмотреть сходство с печальным для людей процессом закупорки артерий, приводящим к инфаркту.

В изолированных, замкнутых порах продолжается процесс уменьшения их размера. Но теперь флюиду уходить некуда, и в этих порах, в соответствии с физическим законом Бойля — Мариотта флюидное давление p_f повышается, становясь выше гидростатического давления p_h. Такое повышенное давление в практике нефтедобычи принято называть «аномально высоким пластовым давлением» (сокращенно АВПД). Флюидное давление повышается до тех пор, пока оно не станет равным литостатическому давлению p_s. В таком состоянии равенства обоих видов давления сокращение объема пор прекращается и наступает равновесие.

Это равновесие может быть нарушено при поступлении в осадочную толщу теплового импульса из мантии. Повышение температуры, на этот раз в соответствии с физическим законом Шарля, вызывает повышение флюидного давления, в результате чего оно становится «сверхвысоким», превышающим теперь и литостатическое давление. А по третьему закону Ньютона («действие вызывает равное противодействие») сверхвысокое давление начинает испытывать и твердый скелет породы. Выше мы говорили о том, что равномерное всестороннее давление σ_m, определяемое формулой (1.3.10), может превышать литостатическое давление p_s под действием дополнительных (по отношению к литостатической нагрузке) горизонтальных сжимающих напряжений. Теперь мы видим, что к тому же результату приводит и повышение температуры. Это одна из возможных причин так называемого высокобарического метаморфизма, когда на небольшой глубине возникают минералы, характерные для повышенного давления.

Однако долго такое неравновесное состояние ($p_f > p_s$) продолжаться не может. Под действием сверхдавления поры пород испытывают расширение (увеличиваются в объеме), а флюидное давление в порах при этом понижается. Но это расширение (так называемая «дилатация») может происходить только вверх, в сторону земной поверхности (расширению вниз и в стороны препятствуют нижележащие и боковые породы). Дилатация прекращается, когда флюидное давление станет равно литостатическому давлению. Следствием дилатации является уменьшение плотности пород, так как при расширении масса пород остается неизменной. Об этом эффекте речь пойдет ниже.

2.2.3. Зависимость деформационных свойств геологических тел от их ранга и размера (минералов, пород, слоистых толщ пород)

Рассмотрим три геологических тела разного ранга: зерно кварца в кварцевом песчанике, кварцевый песчаник с кремнистым цементом и пачку слоев кварцевого песчаника с глинистыми прослоями. Во всех трех случаях основную массу геологического тела составляет кварц.

Чтобы деформировать зерно кварца (в частности, кристалл горного хрусталя), требуются огромные напряжения для взаимного смещения отдельных пакетов ионов в кристаллической решетке. А для деформации кварцевого песчаника требуются меньшие напряжения, поскольку теперь смещаться друг относительно друга будут уже отдельные зерна, «разрывая» более податливый цемент. Еще меньшие напряжения требуются для горизонтального укорочения пачки слоев того же кварцевого песчаника; теперь относительное смещение будут испытывать отдельные слои (простейший опыт — смятие в складку пачки бумаги с нанесенными на торце пачки метками). Таким образом, вязкость и прочность слоистых толщ меньше, чем у слагающих их пород, а у последних — меньше, чем у слагающих эти породы минералов.

Это последнее обстоятельство не всегда учитывается при оценке вязкости глубинных геосфер. Так, для той части верхней мантии, в которой в качестве главного породообразующего минерала предполагается оливин, вязкость оценивается именно по поведению этого минерала в экспериментах, аналогично тому, как если бы мы оценивали вязкость упомянутых выше кварцевых песчаников по поведению в экспериментах *минерала* кварца — горного хрусталя. В этом случае наша оценка вязкости *толщи* была бы сильно завышенной.

2.2.4. Влияние неоднородности и анизотропии строения тел на их деформационные свойства

Если снова для примера взять кварцевый песчаник, то можно заметить, что кварцевые зерна занимают гораздо больший объем (скажем, 90 %), чем разделяющий их менее прочный цемент (10 %). Но из этого соотношения не следует, что вязкость и прочность песчаника снижена лишь на 10 % по сравнению

с вязкостью кристалла кварца. На самом деле вся деформация (пластическая или разрывная) концентрируется именно в цементе. Эта неоднородность строения породы как раз и вызывает значительное снижение ее вязкости и прочности по сравнению с более однородным кристаллом кварца.

Влияет на деформационные свойства и анизотропия геологических тел. На рис. 2.1 изображены две слоистые толщи, подвергнутые одинаковому горизонтальному сжатию. В первом случае (рис. 2.1*а*) толща первоначально залегает горизонтально, а во втором (рис. 2.1*б*) — вертикально. Обе толщи испытывают одинаковую деформацию горизонтального укорочения и компенсационного вертикального удлинения. Однако при одних и тех же напряжениях имеют место разные скорости деформации (бóльшая в первом случае), поскольку в первом случае, при складкообразовании, как говорилось выше, взаимное смещение испытывают *слои*, а во втором случае эти слои удлиняются путем *межзерновых* перемещений.

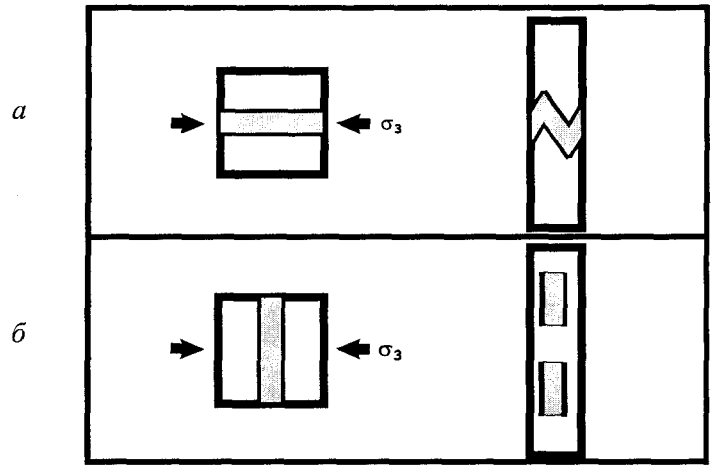


Рис. 2.1. Влияние анизотропии геологических тел на их деформационные свойства. Две слоистые толщи подвергнуты одинаковому горизонтальному сжатию и испытывают одинаковую деформацию горизонтального укорочения и компенсационного вертикального удлинения. Но из-за разной ориентировки слоистости в одном случае (*а*) толща сминается в складки, а в другом (*б*) происходит удлинение менее вязких и разрыв более вязких слоев. В результате при одних и тех же напряжениях имеют место разные скорости деформации (бóльшая в первом случае), поскольку в первом случае взаимное смещение испытывают слои, а во втором случае эти менее вязкие слои удлиняются путем межзерновых перемещений (пояснения в тексте)

Этот пример также показывает, что нельзя говорить о вязкости анизотропных тел вообще — необходимо еще указывать ориентировку осей напряжений по отношению к направлению анизотропии. Поскольку для одного и того же тела, изображенного на рис. 2.1 и подвергнутого *одинаковому* горизонтальному сжатию в двух *разных* направлениях, имеет место *разная* ско-

рость деформации горизонтального укорочения, то в соответствии с законом вязкого течения (1.4.4) мы должны заключить, что и вязкость этого тела зависит от ориентировки осей главных напряжений. То есть анизотропные тела обладают также и «анизотропной вязкостью».

В заключение данного параграфа приведем оценки вязкости и прочности (главных деформационных свойств) некоторых геологических тел. Диапазон значений *вязкости* весьма велик — от 10^3 Па·с (жидкая глина) до 10^{21} Па·с (скальный перидотит). Этот диапазон составляет 18 порядков: при одном и том же напряжении глина деформируется в 10^{18} раз быстрее, чем перидотит! То есть, если за 1 с глина испытывает некоторую деформацию, то для такой же величины деформации перидотита при том же напряжении потребуется 10^{18} с $\approx 3\times10^{10}$ лет = 30 млрд лет (а возраст Земли — «всего» 5 млрд лет)! Осадочные толщи имеют вязкость в диапазоне 10^{15}–10^{19} Па·с, а земная кора в целом — 10^{19}–10^{21} Па·с. Базальтовая магма характеризуется вязкостью 10^3 Па·с, кислая магма — 10^5–10^6 Па·с.

Прочность горных пород и толщ находится в диапазоне 1–100 МПа. Как говорилось выше (см. табл. 2.1), в отличие от вязкости прочность сильно зависит от длительности приложения напряжений. Поэтому экстраполяция значений «мгновенной» прочности на геологически длительное время в настоящее время весьма проблематична. Для этого пришлось бы проводить эксперимент с горной породой (не говоря уже о многокилометровой толще пород) в течение миллионов лет! В этой связи все рассуждения о высокой «прочности» литосферы в масштабе геологического времени представляются спорными.

2.3. НЕУСТОЙЧИВОСТЬ ПЛАСТИЧЕСКОЙ ДЕФОРМАЦИИ ОДНОРОДНОЙ СРЕДЫ

Неустойчивость пластической деформации заключается в том, что начальная однородная деформация, несмотря на однородность деформируемой среды, по мере развития процесса становится все более неоднородной. Рассмотрим это на примере трех наиболее типичных способов нагружения—растяжения, сжатия и сдвига.

2.3.1. Образование шеек и трещин отрыва при растяжении слоев

На рис. 2.2*а* изображена ситуация, аналогичная той, что была показана на рис. 1.15 при характеристике одноосного напряженного состояния. Горизонтальный слой мощностью h_0 подвергается горизонтальному растяжению двумя равными по величине и противоположно направленными силами F. В соответствии с формулой (1.3.2) горизонтальное растягивающее напряжение, которое является и максимальным растягивающим напряжением σ_1, определится как $\sigma_1^0 = F / h_0$. Верхний индекс обозначает напряжение *в самом начале* процесса деформации.

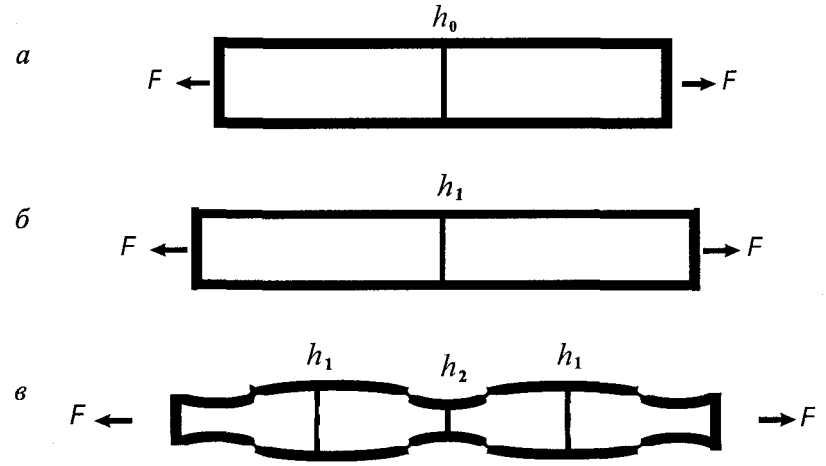


Рис. 2.2. Неустойчивость пластической деформации. Однородное удлинение слоя (*а*→*б*) сменяется его разлинзованием (*б*→*в*) в результате увеличения растягивающего напряжения в сократившемся поперечном сечении при постоянстве внешней силы

В процессе пластической деформации слой удлиняется, но одновременно, сохраняя свой объем, уменьшается в мощности. При малой деформации это уменьшение происходит одинаково на всех участках слоя (рис. 2.2*б*, мощность h_1), т. е. деформация *однородна*. Поскольку $h_1 < h_0$, а сила F остается постоянной, то горизонтальное растягивающее напряжение $\sigma_1^1 = F / h_1$ становится больше первоначального: $\sigma_1^1 > \sigma_1^0$. Но тогда в соответствии с законом вязкого течения, выраженным формулой (1.4.4), увеличивается и скорость деформации, т. е. скорость уменьшения мощности слоя, что, в свою очередь, увеличивает скорость нарастания растягивающего напряжения σ_1. Другими словами, имеет место *лавинообразный* процесс, когда причина вызывает некое следствие, а это следствие усиливает «интенсивность» причины.

Такое ускорение деформационного процесса не проходит бесследно. Любой слой не является идеально ровным, обладающим на всем своем протяжении одинаковой мощностью. На участках со слегка пониженной мощностью горизонтальное растягивающее напряжение, как мы только что видели, повышено. Поэтому на этих участках повышена и скорость деформации, т. е. скорость уменьшения мощности слоя. И описанный выше лавинообразный процесс уменьшения мощности слоя сконцентрируется как раз на этих участках. Произойдет так называемое *тектоническое разлинзование* слоя (рис. 2.2*в*): чередование участков лишь слегка уменьшенной мощности с участками пониженной мощности («шейками»).

Приведенный пример демонстрирует переход от *однородной малой* деформации однородного тела к его *неоднородной большой* деформации.

Еще большую неоднородность проявляет *разрывная* деформация слоя при его горизонтальном растяжении. В предыдущем примере с тектоническим

разлинзованием слоя предполагалось, что напряжения не превышают предела прочности. Если же на одном из участков слоя с пониженной мощностью предел прочности превышается, то здесь начинается формирование трещины отрыва, перпендикулярной направлению максимального растягивающего напряжения, а следовательно, и самому слою. В самом начале длина зарождающейся трещины может быть значительно меньше мощности слоя. Но края этой трещины уже немного разошлись, и упругие связи между частицами породы «разорвались». Другими словами, в этом месте напряжения стали равны нулю. Следовательно, эффективное (для напряжений) поперечное сечение слоя здесь уменьшилось, а напряжение на нем соответственно возросло (по сравнению с другими участками слоя). Поэтому дальнейшее разрушение продолжится как раз в плоскости этого сечения в виде дальнейшего роста трещины отрыва перпендикулярно слою. Каждая стадия этого роста все более уменьшает эффективное поперечное сечение слоя с увеличением напряжения на этом сечении. Другими словами, мы опять имеем дело с *лавинообразным* процессом, который, все больше увеличивая свою скорость, завершится образованием трещины отрыва, рассекающей слой от его подошвы до кровли. Этот процесс легко смоделировать, взяв полоску бумаги с предварительно сделанным надрезом. При растяжении этой полоски «трещина отрыва» возникнет как раз в месте надреза.

В приведенном примере *однородная малая* деформация однородного тела происходила лишь на упругой стадии растяжения, после чего она сменилась резко *неоднородной* деформацией, сосредоточенной лишь в области трещины отрыва.

На рис. 2.2 было изображено растяжение слоя двумя равными противоположно направленными силами, приложенными к его торцам. В экспериментах эта ситуация воспроизводилась неоднократно. Однако в природе такая схема приложения сил возможна лишь в исключительных случаях. В качестве примера можно привести одну из гипотетических сил, движущих литосферные плиты, — силу тяжести погружающейся в мантию океанической плиты (так называемого «слэба») при ее субдукции; эта сила получила название *slab pull* (от глагола *to pull* — тянуть). Совершенно ясно, что в подавляющем большинстве случаев в природе нет таких сил, которые могли бы «тянуть» слои за их торцы. Более того, если бы такие силы существовали, то в результате их действия образовалась бы лишь *единственная* трещина отрыва, рассекающая слой, после чего обе части слоя начали бы расходиться (это уязвимое место в упомянутой гипотезе *slab pull*). В реальности же слои не только рассекаются *многочисленными* трещинами отрыва, но эти трещины распределены в пределах слоя относительно равномерно, на приблизительно равных расстояниях друг от друга.

Объяснение этого феномена состоит в признании *распределенного приложения сил* к слою. На рис. 2.3 изображена ситуация, когда к пакету, состоящему

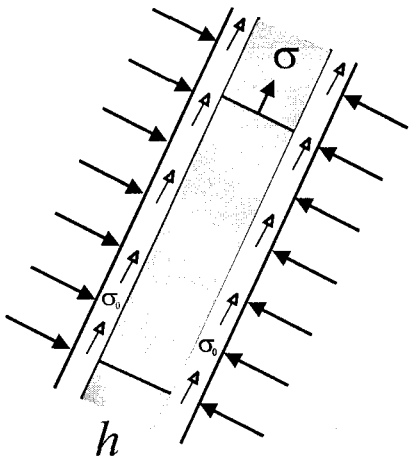


Рис. 2.3. Формирование системы перпендикулярных к слою трещин отрыва при распределенном приложении сил к слою (пояснения в тексте)

из трех слоев (более вязкого, например песчаника, и двух менее вязких, например глинистого сланца) приложены распределенные вдоль всего пакета сжимающие усилия, ориентированные по нормали к пакету. Такая ситуация характерна, в частности, для крутых крыльев складок, формирующихся при горизонтальном сжатии слоистой толщи.

Как мы видели выше, деформации тел обусловлены девиаторными напряжениями. В данном случае сжимающие девиаторные напряжения, ориентированные поперек пакета слоев, сосуществуют с растягивающими девиаторными напряжениями, направленными вдоль этого пакета. Такое напряженное состояние вызывает удлинение маловязких глинистых слоев. В то же время силы трения на контактах этих слоев с более вязким слоем песчаника вынуждают и этот слой к растяжению. Рассчитаем, на каком расстоянии друг от друга должны располагаться трещины отрыва в слое песчаника, обусловленные этим растяжением.

Обозначим напряжение, обусловленное силой трения на контакте слоев песчаника и глинистого сланца, через σ_0 (сила трения на единицу длины). Будем исходить из того, что в самом начале процесса под действием этой растягивающей силы возникла первая трещина отрыва. Как было сказано выше, после ее образования напряжение в этом месте становится равным нулю. Однако на всех других участках контакта слоев напряжение σ_0 сохраняется. Поэтому на удалении l от первой трещины отрыва растягивающая сила трения F будет равна произведению $F = \sigma_0 l$. Если обозначить мощность слоя песчаника через h, то напряжение, растягивающее этот слой и направленное вдоль него, будет равно $\sigma = F/h = \sigma_0 l/h$. Во всех этих вычислениях мы принимаем для сохранения размерности напряжения (которое представляет собой на самом деле частное от деления силы на *площадь*, а не на длину), что по нормали к плоскости (см. рис. 2.3) ширина пакета слоев равна единице.

Новая трещина отрыва возникнет тогда, когда растягивающее напряжение достигнет предела прочности на отрыв $\sigma_s = \sigma_0 l_s / h$. Здесь l_s обозначает то «критическое» расстояние, на котором как раз и возникает новая трещина отрыва; выразим его в явном виде:

$$l_s = \frac{\sigma_s h}{\sigma_0}. \qquad (2.3.1)$$

После образования новой трещины отрыва напряжение в этой точке, как и в случае первой трещины, становится равным нулю, и процесс повторяется на следующем участке песчаного слоя. В результате весь слой оказывается рассеченным трещинами отрыва, расположенными на равных расстояниях друг от друга.

Использовать формулу (2.3.1) можно следующим образом. Пусть на крыле складки (рис. 2.4) имеются три более вязких («компетентных») слоя, чередующихся со слоями менее вязкого глинистого сланца. Эти «компетентные» слои (снизу вверх): 1 — известняк; 2 — тоже известняк, но в два раза менее мощный; 3 — вулканит той же мощности, что и слой 2. В соответствии с формулой (2.3.1) трещины отрыва в слое 1 располагаются на вдвое больших расстояниях друг от друга, чем в слое 2. Прочность обоих слоев одинакова. А вот в слое 3 трещины располагаются на том же расстоянии друг от друга, что и в слое 1. Поскольку мощности слоев 2 и 3 одинаковы, то можно заключить, что прочность слоя 3 в два раза больше, чем у слоя 2. Что касается величины растягивающего напряжения, то в данной структурной ситуации его можно считать одинаковым для всех трех слоев. Как видно из этого анализа, величину растягивающего напряжения по приведенным данным установить вообще невозможно, а прочность оценивается лишь *относительно*; также невозможно установить ее абсолютную величину.

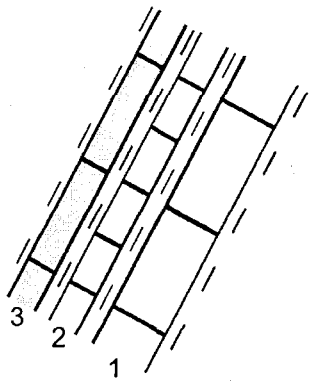


Рис. 2.4. Густота трещин отрыва в слое в зависимости от его мощности и прочности (*пояснения в тексте*)

В большинстве случаев удлинение слоев представляет собой *малую* деформацию, когда формируются только трещины отрыва, и все приращение длины слоя происходит за счет некоторого приоткрывания этих трещин. Однако иногда деформация выходит за пределы «малости», и тогда разделенные трещинами блоки слоя раздвигаются, образуя структурную форму под названием «будинаж» (от французского слова *boudin* — колбаса). Промежутки между будинами заполняют либо менее вязкий материал (в частности, уже упомянутый глинистый сланец), либо жильные новообразования.

Приведенный вывод формулы (2.3.1) относится к более простому случаю превышения растягивающими напряжениями предела прочности пород σ_s. Если же этот предел не достигается, но превышается предел упругости σ_e, то вместо будинажа происходит тектоническое разлинзование слоев, описанное в начале данного параграфа (см. рис. 2.2*в*). Длина линз также в первом приближении определяется по формуле (2.3.1), только вывод ее более сложен, и мы его здесь не приводим.

Другой пример распределенного приложения сил — это формирование кулисообразно расположенных трещин отрыва при сдвиге (рис. 2.5). Если к некоторой полосе пород приложено сдвигающее усилие (пара сил), то можно считать, что параллельно этой полосе действует максимальное касательное напряжение τ_{max}. Следовательно, главные оси напряжений σ_1 и σ_3 будут ориентированы под углом 45° как к направлению τ_{max}, так и к направлению ориентировки самой полосы; их ориентировка показана отдельно на продолжении полосы. Трещины же отрыва будут ориентированы перпендикулярно оси σ_1 и расположены кулисообразно. Для определения направления сдвига следует как бы гладить эти трещины «против шерсти».

Рис. 2.5. Пример распределенного приложения сил — формирование системы кулисообразно расположенных трещин отрыва в зоне сдвига в соответствующем поле напряжений (правая часть рисунка)

2.3.2. Складкообразование при сжатии слоев

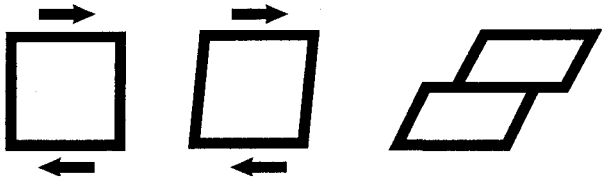
При продольном сжатии слоев вначале происходит их небольшое одинаковое на всех участках горизонтальное укорочение с компенсационным (для сохранения постоянства объема) увеличением мощности (*малая однородная* пластическая деформация). Однако, как было замечено выше, идеально ровных слоев не бывает. Малейшая неровность уже представляет собой «складку», наклон «крыльев» которой, измеряемый даже не градусами, а минутами

и секундами, создает вращательный момент (наподобие рычага). В результате этот наклон увеличивается, а вместе с ним и вращательный момент. То есть опять имеет место лавинообразный процесс, приводящий к *большой неоднородной* деформации слоя — складчатости. (Напомним, что одним из признаков однородной деформации является сохранение прямизны и взаимной параллельности первично прямых и параллельных линий и плоскостей, см. рис. 1.6–1.8.)

Таким образом, как при растяжении, так и при сжатии *однородных* слоев в результате неустойчивости деформации возникает некоторая *периодическая* структура в виде чередующихся линз и шеек, блоков и трещин отрыва, антиклиналей и синклиналей.

2.3.3. Концентрация деформации во все более узкой зоне при сдвиге. Разрывообразование как предельный случай неустойчивости пластической деформации

На рис. 2.6 в обобщенном виде приведен результат многочисленных экспериментов. При воздействии на тело горизонтально ориентированной пары сил (рис. 2.6*а*) сначала опять-таки имеет место малая однородная деформация простого сдвига (рис. 2.6*б*). Но затем формируется горизонтальная трещина скалывания, и вся деформация сдвига концентрируется на ней (рис. 2.6*в*), т. е. происходит переход к резко неоднородной большой деформации. Этот процесс получил в тектонофизике название «тектоническое расслаивание». Он происходит в разных масштабах — от расслоения первоначально цельного пласта на крыле складки (см. выше и ниже о межслоевом скольжении как одном из механизмов складкообразования) до формирования шарьяжных пластин и отслоения земной коры от мантии вдоль поверхности Мохоровичича.



а *б* *в*

Рис. 2.6. Концентрация прогрессирующей деформации: от широкой зоны, охватывающей все тело (*а*→*б*) до предельно узкой зоны разрыва (*б*→*в*)

Таким образом, предельным случаем неустойчивости пластической деформации как раз и является разрывообразование. Это заключение можно сделать на основе вышеприведенной характеристики разрывного нарушения как предельного случая неоднородности деформации. Самый крайний предельный случай — это описанное выше *хрупкое* разрушение, когда заведомо малая однородная упругая деформация сразу, без «пластического этапа», сменяется разрывообразованием.

2.3.4. Энергетическая причина неустойчивости деформации

Во всех рассмотренных выше ситуациях имела место одна и та же тенденция. Сначала под действием некоторой нагрузки однородное тело испытывает малую однородную деформацию. Все участки тела деформируются одинаково в однородном поле напряжений. Если бы тело было *идеально однородным*, то, возможно, по мере продолжения процесса деформирования малая деформация сменилась бы большой, но тоже однородной.

Однако экспериментально подтвердить такой сценарий невозможно, поскольку идеально однородных тел в природе не существует (в особенности это относится к горным породам). В любом реальном теле всегда найдется хотя бы один участок со *слабым* отклонением от однородности (слегка уменьшенная мощность слоя, микротрещина и т. п.). Это приводит к *перераспределению* напряжений (при той же внешней нагрузке) и к их «концентрации», т. е. увеличению на отдельных участках (с уменьшенной мощностью слоя, на концах микротрещины и т. п.). В результате увеличивается скорость деформации на этих участках и неоднородность деформации тела, что ведет к еще большей концентрации напряжений на этих участках и т. д. (лавинообразный процесс). При этом ускоряется не только деформация на названных участках, но и деформация всего тела в целом.

Из физики известно, что механическая *энергия* представляет собой *работу* W силы по перемещению тела в пространстве и измеряется произведением величины силы на величину перемещения («произведение силы на путь»). В механике твердого тела в качестве аналога силы выступает напряжение, а роль пути выполняет деформация:

$$W \sim \sigma\,\varepsilon. \qquad (2.3.2)$$

Здесь символ «~» обозначает равенство, как говорят, «с точностью до постоянного множителя». Это значит, что вместо точной формулы утверждается лишь прямая пропорциональная зависимость энергии W от каждого из сомножителей правой части выражения (2.3.2). Энергия обозначена символом W от английского слова *work* (работа), поскольку символ E (от английского слова *energy* — энергия) уже был «задействован» для обозначения модуля Юнга в формуле (1.4.2).

Физический смысл энергии различен для разных типов деформации. В случае *упругой* деформации работа внешней силы превращается в потенциальную упругую энергию. При снятии нагрузки деформированное тело возвращается в исходное положение, а упругая потенциальная энергия превращается в кинетическую энергию (в частности, при землетрясениях). В случае же *пластической* деформации при снятии нагрузки тело остается в деформированном состоянии, а сообщенная ему при деформации энергия превращается в тепло (так называемая «диссипация» энергии). Как мы видели выше, все механизмы пластической

деформации сводятся к взаимному перемещению отдельных участков тела вдоль некоторых поверхностей. Трение на этих поверхностях как раз и генерирует тепловую энергию.

Теперь обратимся к другой физической величине — мощности, которая в отличие от своего геологического омонима (толщины слоя) представляет собой работу (энергию) в единицу времени. Дифференцирование по времени уравнения (2.3.2) приводит (при условии постоянства внешней силы F и *осредненного* по всему объему тела напряжения σ) к следующему выражению для мощности деформационного процесса:

$$P \sim \sigma \dot{\varepsilon}. \qquad (2.3.3)$$

Здесь для обозначения мощности использована первая буква английского слова *power* (мощность), причем в ее прописном варианте (P), поскольку строчная буква p уже была использована для обозначения давления (*pressure*).

Как мы видели выше, скорость *упругой* деформации соизмерима со скоростью сейсмических волн, т. е. в масштабах геологического времени упругая деформация наступает практически *мгновенно* после приложения нагрузки к деформируемому телу. Другими словами, скорость упругой деформации бесконечно велика. Поэтому в соответствии с формулой (2.3.3) мощность процесса преобразования работы силовой нагрузки по деформированию тела в упругую потенциальную энергию также бесконечно велика.

Мощность названного процесса преобразования работы силовой нагрузки по *пластическому* деформированию тела в тепловую энергию, по формуле (2.3.3), прямо пропорциональна как величине действующего напряжения, так и скорости деформации. Во всех приведенных выше примерах подчеркивалось, что на отдельных участках деформируемого тела напряжение увеличивается, и это вызывает увеличение скорости деформации, что, в свою очередь, увеличивает напряжение (лавинообразный процесс). Таким образом, лавинообразно увеличивается скорость преобразования работы внешней силы в тепловую энергию. Это вызывает повышение температуры на таких участках (например, на краях растущей трещины отрыва). В то же время из-за перераспределения напряжений на соседних участках (например, в полости самой трещины отрыва) напряжение, в том числе и равномерное всестороннее сжатие, т. е. давление, уменьшается, повышение же температуры распространяется и на них. В результате из-за одновременного повышения температуры и понижения давления на этих участках активизируются процессы, приводящие к формированию жильных тел (мигматитов, кварцевых и кальцитовых жил и т. п.).

Однако увеличение скорости деформации происходит не только на отдельных упомянутых участках деформируемого тела. Само тело также деформируется быстрее. В экспериментах по растяжению слоев скорость их удлинения

лавинообразно увеличивается по мере перехода от однородной деформации к неоднородной (образование шеек, см. рис. 2.2), а в особенности при продолжении процесса и утонении этих шеек. Аналогичным образом при сжатии слоя медленная однородная деформация равномерного укорочения слоя (с равномерным же увеличением его мощности) лавинообразно ускоряется при изгибе слоя. Другими словами, мощность процесса преобразования «силовой» работы внешней нагрузки в тепловую энергию столь же лавинообразно возрастает.

Из этого следует важный вывод об *энергетической* причине неустойчивости пластической деформации. Все процессы в природе направлены либо на *минимизацию затраченной работы* (энергии), либо, если затраченная работа заранее задана (например, по растяжению или сжатию слоя в два раза), на *максимизацию мощности* процесса, т. е. на *скорейшее* достижение необходимого результата.

2.3.5. Усиление неустойчивости деформации в случае неоднородной среды

Все изложенное в данной главе представляет собой лишь краткое введение в тектонофизику структурированной среды, которая более подробно описана во второй части пособия. Здесь же мы заметим, что даже при исходных предпосылках в рамках тектонофизики сплошной среды (однородное поле напряжений в однородном теле) мы неизбежно приходим к возникновению *структурированности* среды в процессе нарастающей неустойчивости пластической деформации (образование шеек, трещин отрыва, складок и т. п.).

Однако геологическая среда, как неоднократно говорилось выше, является неоднородной и анизотропной. Это значительно усугубляет неустойчивость деформации. Появляется *конкретное* выражение неустойчивости. В породах и толщах всегда имеются ослабленные участки или поверхности. Выше уже были описаны различные механизмы пластической деформации, которые «используют» такие ослабленные зоны. При *внутризерновой* деформации используются ослабленные плоскости спайности минералов. При *межзерновой* деформации — участки более податливого цемента. При *кусковой* деформации используются уже имеющиеся трещины и разрывы, рассекающие горный массив.

Большую роль играют ослабленные межслоевые разделы. При продольном укорочении слоистой толщи сначала происходит однородное продольное укорочение слоев. Однако эта деформация является однородной только по отношению ко *всему* слою: как уже говорилось выше, его элементарные объемы, содержащие достаточно большое количество зерен породы, деформируются одинаково. А вот участки слоя, содержащие *небольшое* количество зерен, деформируются уже неоднородно: сами зерна испытывают меньшую деформацию, чем более податливый (т. е. менее вязкий) цемент. Более того,

эти зерна испытывают так называемое «растворение под давлением» *(pressure solution)*, в результате чего возникает кливаж. Однако, как мы видели выше, малая однородная деформация *всех* слоев (их равномерное укорочение и компенсационное увеличение их мощности) неустойчива и сменяется изгибанием слоев в складки, сопровождающимся их взаимным проскальзыванием. Это проскальзывание осуществляется таким образом, что вышележащий слой смещается относительно нижележащего в сторону замка соседней антиклинали (а нижележащий соответственно — в сторону замка соседней синклинали). Как уже говорилось, это утверждение легко проверить, изгибая пачку листов бумаги, предварительно нанеся на торце этой пачки метки, по которым можно судить о направлении относительного проскальзывания слоев. Однако и такая деформация (*неоднородная* при рассмотрении *одного или нескольких* слоев, но *однородная*, если в качестве деформируемого тела рассматривать *целую* пачку или толщу слоев) оказывается неустойчивой и сменяется резко неоднородной разрывной деформацией — формированием взбросов.

Здесь видна следующая закономерность: сначала неоднородность деформации проявляется, как иногда говорят, «на уровне зерен», но остается однородной «на уровне слоев». Затем деформация становится неоднородной «на уровне слоев», но остается однородной «на уровне пачек или толщ слоев». После чего она и на последнем из этих «уровней» также становится неоднородной. Вот таким путем и достигается конечный результат — горизонтальное укорочение слоистой толщи посредством формирования структурных форм разного ранга — кливажа, складчатости и взбросов.

Длительность каждого из этапов такого укорочения (или величина деформации на каждом этапе) зависит от множества факторов. Одним из главных является так называемый «контраст вязкости» смежных слоев. Весьма показательным оказался с этой точки зрения эксперимент шведского исследователя Х. Рамберга (рис. 2.7). Модельный образец состоял из трех слоев одинаковой мощности с вязкостями η_1, η_2 и η_3, погруженных в среду с вязкостью η_0 (рис. 2.7*а*). Соотношение вязкостей было таково: $\eta_1 > \eta_2 > \eta_3 \geq \eta_0$ (символ $\geq$ означает, что η_3 лишь незначительно превышает η_0).

При горизонтальном укорочении модельного образца возникла дисгармоничная складчатость со следующими особенностями (рис. 2.7*б*). Слой 1, с наибольшим контрастом вязкости по отношению к окружающей среде, практически сохранил свои первоначальные длину и мощность и только изогнулся в складки. Это значит, что первый этап равномерного продольного укорочения у этого слоя был чрезвычайно кратковременным, а главным для него был второй этап изгибания в складки. Напротив, слой 3, с наименьшим контрастом вязкости по отношению к окружающей среде, практически сохранил свое горизонтальное залегание, но зато его длина значительно уменьшилась, а мощность компенсационно увеличилась, т. е. он почти «не вышел» за пределы первого этапа равномерного продольного укорочения. И только слой 2,

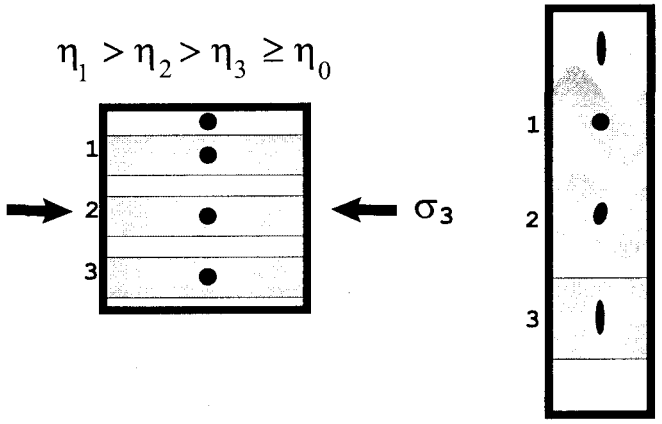


Рис. 2.7. Эксперимент Х. Рамберга (упрощенная схема, с добавлениями). Модельный образец (*а*) состоял из трех слоев одинаковой мощности, но разной вязкости, погруженных в среду с вязкостью η_0. Соотношение вязкостей слоев показано на рисунке. При горизонтальном укорочении модельного образца возникла дисгармоничная складчатость (*б*), при этом верхний слой повышенной вязкости смялся в складки с сохранением своей мощности, а нижний маловязкий слой, наоборот, увеличил свою мощность, но сохранил горизонтальное залегание. Черные кружки превратились в эллипсы, демонстрирующие разную степень внутрислойной деформации (максимальную у нижнего слоя и нулевую у верхнего слоя)

промежуточный по контрасту вязкости, испытал оба полноценных этапа горизонтального укорочения: он несколько уменьшил свою длину и увеличил свою мощность, а также изогнулся в складки, более открытые, чем у слоя 1.

Из результатов этого эксперимента следует весьма важный вывод. По степени сжатости складок (т. е. по углу наклона их крыльев или по углу между крыльями) нельзя делать вывод о величине горизонтального укорочения слоистой толщи. Дополнительным критерием является величина внутрислойной деформации (показанная на рис. 2.7*б* в виде эллипсов, образованных из первичных кругов, фигурирующих на рис. 2.7*а*); чаще всего следствием значительной внутрислойной деформации является интенсивный кливаж. Пологая складчатость может являться результатом существенного горизонтального укорочения, если контраст вязкости смежных слоев невелик.

При определенных условиях осуществляется альтернативный вариант горизонтального укорочения толщи — формирование шарьяжно-дуплексной структуры. Подробности этого процесса будут описаны ниже в главе 8.

2.4. ВЛИЯНИЕ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ НА ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ

Сила тяжести действует *повсеместно*, в том числе на любые малые и большие объемы горных пород и толщ. Поэтому ее называют *объемной* силой, противопоставляя ей *поверхностные* силы, которые приложены к границам

изучаемого тела. Выше мы рассматривали главным образом поверхностные силы и вызываемые ими напряжения и деформации в телах.

Однако сама по себе сила тяжести не приводит к деформации элементарного объема геологической среды. Во-первых, она *постоянна во времени* в отличие от поверхностных сил, которые могут быть сначала приложены к объему, а затем сняты. Во-вторых, она *постоянна в пространстве*: ее уменьшением с глубиной можно пренебречь, если интересующие нас объемы не охватывают значительные участки мантии. Все это означает, что расположенные на одном горизонтальном уровне (на одной глубине) элементарные объемы испытывают одинаковое воздействие силы тяжести и в то же время подвержены одинаковой нагрузке вышележащих толщ, которая, как мы видели выше, создает лишь обстановку равномерного всестороннего сжатия. Эта обстановка способствует уменьшению *объема* пород (сокращению порового пространства, удалению излишних флюидов, метаморфическим преобразованиям с переходом от менее плотных минералов в более плотные и т. п.). Но она не приводит к изменению *формы* тел, т. е. к их деформации, поскольку, как было показано выше, в этой обстановке отсутствуют девиаторные напряжения.

Прежде чем более детально обсуждать влияние силы тяжести на тектонические деформации, укажем на один парадокс, с которым нам придется сталкиваться постоянно. Этот парадокс заключается в следующем. Сила тяжести направлена *вертикально* вниз, но ее эффект заключается в *горизонтальных* перемещениях тел. Например, кирпич, лежащий на абсолютно горизонтальном льду, неподвижен, а на слегка наклонном льду движется почти по горизонтали. Разумеется, в повседневной практике мы сталкиваемся и с вертикальным падением различных тел (того же кирпича, который может, по известной поговорке, случайно свалиться на голову). Однако горным породам «падать некуда», за исключением таких экзотических случаев, как, например, падение сталактита на дно пещеры.

2.4.1. Тектоническое течение, обусловленное силой тяжести

Из физики известно, что жидкость перетекает из области повышенного давления в область пониженного давления. Но здесь требуется сделать важную оговорку.

На рис. 2.8 изображен стакан с водой, в которой выделены два элементарных объема, расположенных на разной глубине. Из последнего обстоятельства следует, что эти объемы находятся под разным давлением вышележащих столбов воды. (Элементарный объем, испытывающий большее давление, помечен более крупным кружком.) Однако из практики известно, что никакого движения воды в стакане не происходит по той причине, что эти объемы находятся на *разных* горизонтальных уровнях. Если бы они находились на *одном* горизонтальном уровне, то разница в давлениях отсутствовала бы. Недоучет этого обстоятельства приводит к ошибкам. Например, иногда считают, что

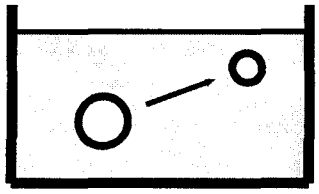


Рис. 2.8. Почему в стакане с водой жидкость, находящаяся под бóльшим гидростатическим давлением (крупный кружок), не стремится перетечь в область с меньшим давлением (мелкий кружок)? Объяснение в тексте

реально наблюдаемое увеличение мощности глинистых слоев в замке крупной антиклинали обусловлено именно описанным эффектом, когда более пластичное глинистое вещество на крыле антиклинали стремится к «течению» в сторону расположенного гипсометрически выше замка, где давление вышележащих толщ наименьшее. Как правило, замок соседней синклинали в том же глинистом слое находится ниже уровня обнажения, однако расположенные выше по разрезу другие глинистые слои в замке этой синклинали доступны для наблюдения и также обнаруживают увеличение мощности, хотя по логике «течения в сторону пониженного давления» их мощности должны быть уменьшены. (Причиной же увеличения мощности слоев в замках складок как антиклинальных, так и синклинальных является «отжимание» пластичного глинистого материала из крыльев в замки складок под действием горизонтального сжатия.)

Итак, мы приходим к выводу, что для перемещения материала из области повышенного давления в область пониженного давления рассматриваемые области должны находиться на *одном горизонтальном уровне*. Это возможно в том случае, когда неравенство давлений в таких областях обусловлено *неодинаковой* нагрузкой вышележащих толщ. Рассмотрим два простейших случая (рис. 2.9).

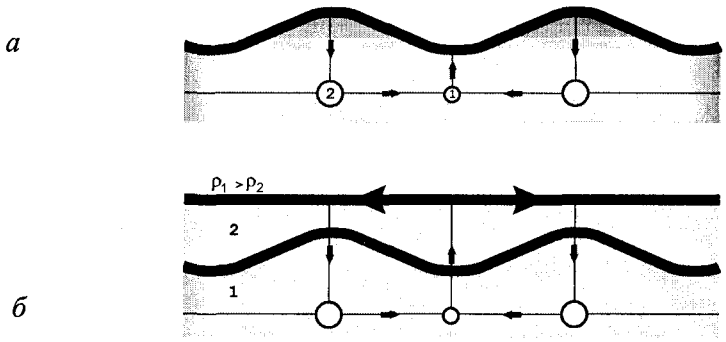


Рис. 2.9. Компенсационная организация тектонического течения под действием неравенства литостатического давления под поднятиями и впадиной на одном горизонтальном уровне. Это неравенство обусловлено неравномерной нагрузкой рельефа (*а*) или неровностью границы более тяжелой (темно-серый цвет) и более легкой (светло-серый цвет) толщи (*б*, «клин-эффект» А. В. Лукьянова). Крупные кружки символизируют повышенное литостатическое давление по сравнению с мелкими кружками

На рис. 2.9*а* изображен рельеф поверхности некоего вещества (воды или горных масс). На некотором горизонтальном уровне литостатическое давление под поднятиями превышает давление под впадиной из-за разной нагрузки веса вышележащих толщ. В этом случае должно возникнуть горизонтальное течение, показанное стрелкой, в сторону меньшего давления. Однако если рельеф поверхности представляет собой «жесткий панцирь», то течение не состоится, поскольку под впадиной нет места для дополнительной порции вещества при условии сохранения его объема и плотности. Течение произойдет только тогда, когда такое место освободится путем перемещения соответствующего элементарного объема (помеченного цифрой 1) куда-либо еще. Но переместиться он может только вверх, если поверхность впадины не окажет сопротивления этому подъему и также будет подниматься. Одновременно из-за горизонтального перемещения элементарного объема, помеченного цифрой 2, «природа не потерпит пустоты», и это место будет заполнено неким элементарным объемом, находившимся ранее выше. Такое нисходящее движение приведет к опусканию поверхности поднятия. Все эти компенсирующие друг друга движения элементарных объемов можно назвать «компенсационной организацией тектонического течения», с которой мы еще не раз встретимся. Эти перемещения прекратятся, когда рельеф поверхности станет горизонтальным и разность давлений на любом глубинном горизонтальном уровне исчезнет. В настоящее время об этом явлении говорят как о «коллапсе орогена» после прекращения коллизии, вызвавшей орогенез. Заметим попутно, что этот процесс идет наряду с денудацией поднятий и осадконакоплением во впадинах, которые также «стремятся» снивелировать рельеф.

На рис. 2.9*б* изображена ситуация, которая отличается от предыдущей (рис. 2.9*а*) тем, что поверхность рельефа на этот раз горизонтальна, но под ней расположены две толщи, помеченные цифрами 1 и 2 и разделенные *извилистой* границей («погребенный рельеф»). Плотность нижней толщи превышает плотность верхней толщи: $\rho_1 > \rho_2$. Как и в первом случае (см. рис. 2.9*а*), из-за разности плотностей толщ на некотором глубинном горизонтальном уровне, расположенном ниже границы раздела толщ, существует горизонтальный градиент давления, также приводящий к компенсационной организации тектонического течения, направленного в горизонтальном направлении от поднятий в сторону впадины. (А. В. Лукьянов назвал это явление «эффектом клина» из-за наклона границы двух слоев.) Компенсирующие его вертикальные потоки (показанные стрелками) также направлены на «выпрямление» границы раздела толщ. Отличие от ситуации, изображенной на рис. 2.9*а*, состоит в том, что тыловая часть нисходящего потока над поднятием «грозит» сформировать здесь пустоту, а фронтальная часть восходящего потока над впадиной, наоборот, может создать излишек поднимающегося вещества. Поэтому неизбежен верхний компенсирующий горизонтальный поток, показанный стрелками; при этом условии рельеф поверхности останется горизонтальным.

В обоих рассмотренных случаях имеет место тенденция к выполаживанию неровностей поверхности рельефа или границы между толщами. Но эти неровности созданы *другой* причиной. То есть в данном случае сила тяжести выступает в качестве *пассивного* фактора тектогенеза, стремящегося нивелировать структуры, созданные *активным* фактором.

Наиболее наглядно пассивность силы тяжести проявляется при непосредственном нивелировании рельефа земной поверхности путем перемещения горных масс из области поднятия в область сопредельной впадины. Таковы гигантские оползни в горных странах, получившие название «покровов гельветского типа» или «гравитационных покровов». В сущности, они являются крайним членом в ряду геологических тел самого разного размера, перемещаемых вниз по склону. Этот ряд выглядит примерно так (по мере уменьшения размеров тел): покровы гельветского типа → олистостромы с олистоплаками и олистолитами → обломочные частицы разных размеров (от глыб до глинистых частиц), скрепленные цементом. А суть процесса состоит в том, чтобы переместить эти тела на более низкий гипсометрический уровень.

Таким образом, несмотря на то что формирование покровов гельветского типа и других подобных структур принято называть «гравитационным тектогенезом», на самом деле это всего лишь *пассивная* реакция силы тяжести на «активный тектогенез», направленная на уничтожение результатов последнего. По своей сути она не отличается от экзогенных процессов, таких как речная эрозия, обусловленных в конечном счете той же силой тяжести.

2.4.2. Инверсия плотности в земной коре, причины ее возникновения и ее роль в тектонических деформациях

Роль силы тяжести не ограничивается пассивной реакцией на процессы активного тектогенеза. Сила тяжести способна в отличие от описанных выше ситуаций создавать тектонические структуры в толщах, первоначально залегавших горизонтально.

Локальная инверсия плотности. Одним из наиболее очевидных активных проявлений силы тяжести является процесс формирования соляных диапиров. На рис. 2.10*а* показаны две горизонтально лежащие толщи — нижняя соленосная (1, плотность ≈ 2,2 г/см^3) и верхняя терригенная (2, плотность ≈ 2,5 г/см^3). Такая ситуация получила название «инверсия плотности». При абсолютно горизонтальном залегании границ двух толщ на любом горизонтальном уровне литостатическое давление не изменяется по латерали, и вся система находится в гравитационном равновесии.

Однако это равновесие столь же шатко, как и равновесие, например, вертикально стоящего тонкого металлического стержня. У стержня оно сохраняется до тех пор, пока его центр тяжести проецируется на его обладающее весьма малой площадью основание. При малейшем отклонении (ветер, вибрация почвы и т. п.) это равновесие нарушается и стержень падает. В нашем

случае нарушение равновесия будет иметь место при малейшей неровности границы двух толщ (рис. 2.10*б*). Под выпуклостью этой границы высота столба более тяжелых терригенных пород понижена, а высота столба более легких соленосных пород, наоборот, повышена. В результате мы имеем под выпуклостью пониженное литостатическое давление по сравнению с элементарными объемами, находящимися на том же горизонтальном уровне. Как мы уже видели, в этом случае должна иметь место компенсационная организация тектонического течения в виде двух пар противоположно направленных потоков — двух вертикальных и двух горизонтальных (см. рис. 2.9*б*). Возникает вопрос о том горизонте, в котором будет иметь место верхний горизонтальный поток.

Для ответа на этот вопрос рассмотрим дальнейшую эволюцию процесса. В результате горизонтального подтока соленосного материала под выпуклость его кровли эта выпуклость растет, но вместе с этим возрастает и разность литостатических давлений на упомянутом горизонтальном уровне — движущая сила процесса. Поэтому этот процесс можно характеризовать как *лавинообразный*: причина (горизонтальный градиент давления) вызывает следствие (рост поднятия), которое, в свою очередь, увеличивает этот градиент и ускоряет процесс.

Поднятие соленосных пород будет продолжаться до тех пор, пока их кровля не достигнет подошвы толщи, более легкой, чем соленосная (рис. 2.10*в*). Если

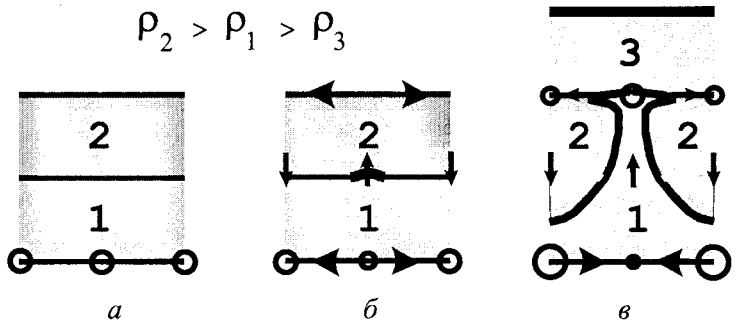


Рис. 2.10. Развитие соляного купола, обусловленное инверсией плотности (соотношение плотностей трех толщ показано на рисунке). *а* — исходное идеальное состояние неустойчивого равновесия (абсолютно ровная граница толщ, отсутствие неравенства литостатического давления на одном горизонтальном уровне, обозначенное одинаковым размером кружков). *б* — исходное реальное состояние неустойчивого равновесия: небольшая случайная неровность границы толщ; под выпуклостью этой границы литостатическое давление несколько понижено (меньший размер кружка); начало эволюции купола. *в* — дальнейшее развитие процесса, лавинообразное увеличение разности литостатических давлений на одном глубинном горизонтальном уровне (большой контраст размера кружков), а вместе с этим и скорости тектонического течения; при достижении подошвы самой легкой толщи 3 кровля купола больше не может расти вверх из-за теперь уже повышенного литостатического давления на его оси (более крупный кружок на границе толщ 2 и 3 по сравнению с соседними участками) и «расползается», образуя «соляные карнизы»

соленосная толща «высунется» немного выше этой границы, то в этом месте литостатическое давление на границе в области поднятия будет больше, чем на остальных ее участках, поскольку здесь в основании столба вышележащих пород будут находиться породы более тяжелые, чем в других местах. В результате горизонтальное течение материала будет теперь направлено от центра поднятия к его периферии. Другими словами, соленосная толща будет как бы «расплываться» ниже этой границы, образуя такую известную структурную форму, как «соляные карнизы». Эта граница как раз и определит местоположение верхнего горизонтального потока, замыкающего «карусель» четырех взаимно компенсирующих потоков.

Инверсия плотности возникает и в других ситуациях. Глинистые породы с умеренным содержанием флюидной фазы имеют примерно ту же плотность, что и другие осадочные породы. Однако при избыточном обводнении их объем увеличивается, а плотность — поскольку масса остается практически неизменной — понижается. В результате они становятся легче вышележащих пород (например, песчаников), и далее происходит процесс, подобный вышеописанному, — возникают глиняные диапиры и грязевые вулканы.

Плавление пород также понижает их плотность, в результате чего образовавшаяся магма поднимается вверх, образуя интрузии или вулканы. В качестве аналогов соляных диапиров в этом случае выступают дайки, а внедряющаяся между слоями осадочных пород магма образует силлы, по своей структурной позиции аналогичные соляным карнизам, но гораздо более протяженные по той причине, что вязкость магмы значительно меньше вязкости соленосных пород.

Инверсия плотности возникает и в том случае, когда при формировании шарьяжей более древние и, как правило, более тяжелые породы аллохтона приобретают залегание на более легких породах автохтона. Наиболее «тяжелыми» являются офиолитовые аллохтоны, состоящие из основных и ультраосновных пород. Однако различие вязкости аллохтона и автохтона (так называемый «контраст вязкости») в этом случае невелико. Поэтому в отличие от вышеприведенных примеров с «текучими» соленосными породами, водонасыщенными глинами и магмой настоящего диапиризма («протыкания» вышележащих толщ) не происходит, а возникают поднятия и компенсирующие их впадины. Ядра поднятий оказываются сложенными более молодыми породами автохтона, а ядра впадин — более древними толщами аллохтона. По этой причине поднятия не могут быть квалифицированы как «антиклинали», а впадины — как «синклинали», и их приходится именовать более нейтрально — соответственно «антиформами» и «синформами». В том случае, когда денудация на поднятиях полностью удаляет аллохтон, образуются так называемые «тектонические окна» с автохтоном, а во впадинах сохраняются «тектонические останцы» аллохтона.

Выше были приведены примеры *локальной* инверсии плотности. Соленосные отложения в разрезе осадочного чехла встречаются не часто, равно

как и участки флюидонасыщенных и разуплотненных глин. Магматические очаги не представляют собой сплошной «фронт гранитизации», отделяющий осадочную толщу от некоего расплавленного слоя, как это считали ранее, а расположены спорадически. Шарьяжи также далеко не повсеместны.

Региональная инверсия плотности. Инверсия плотности в осадочном чехле может возникать и в *региональном* масштабе в результате процесса, в самом названии которого присутствует это прилагательное, — «регионального метаморфизма». Последний обусловлен проникновением в осадочный чехол теплового импульса из мантии и соответствующим подъемом геоизотерм, что приводит к повышению температуры в осадочном чехле. Это повышение приводит к двум следствиям.

В верхней части осадочного чехла метаморфизма не происходит. Сами породы при нагревании расширяются и поэтому становятся более легкими. Однако у так называемого «твердого скелета» пород коэффициент теплового расширения настолько мал, что увеличением их объема и соответствующим снижением их плотности можно пренебречь. Обычно в осадочных породах еще с момента осадконакопления сохраняются флюиды, которые расширяются гораздо более значительно. В осадочной толще возникает инверсия плотности, так как ее нижняя часть нагрета больше, чем верхняя, как это происходит, например, при подогреве снизу воды в кастрюле.

В нижней части осадочной толщи, если температура в ней превышает некую критическую температуру, происходит региональный прогрессивный метаморфизм. Как правило, он осуществляется посредством реакций дегидратации, при которых менее плотные минералы, содержащие воду в своей кристаллической решетке, переходят в более плотные минералы с меньшим содержанием (или с полным отсутствием) воды в решетке. Высвободившаяся в результате этих реакций вода становится, как говорят, «свободной» и скапливается в порах пород. Общую схему таких реакций можно представить следующим образом:

$$A + B \rightarrow C + H_2O. \qquad (2.4.1)$$

Для таких реакций характерно то обстоятельство, что объем новой *твердой* минеральной фазы *С меньше* исходного объема ($A + B$), однако суммарный объем *всех* продуктов реакции ($C + H_2O$) *превышает* исходный объем. В качестве примера можно привести довольно типичное минеральное преобразование, происходящее при нагревании исходных минералов (мусковита и кварца) выше 600° С:

$$Mu + Qu \rightarrow (Fs + Sill) + H_2O. \qquad (2.4.2)$$

Совокупный объем продуктов реакции — полевого шпата, силлиманита и воды — превосходит первоначальный объем исходных минералов примерно

на 10 %. Таким образом, нагревание нижней части осадочной толщи приводит не только к ее непосредственному тепловому расширению, что характерно для верхней части толщи (см. выше), но и к дополнительному расширению за счет реакций регионального прогрессивного метаморфизма.

Однако возникает один из дискуссионных ныне вопросов: как долго сохраняется в порах пород остаточная (после осадконакопления) или новообразованная (в результате метаморфизма) вода. Специальные исследования, проведенные в лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ, показали, что несмотря на литостатическое давление, которое стремится «отжать» поровую воду наверх, этому «отжиманию» препятствует чрезвычайно низкая проницаемость осадочных, в особенности глинистых, пород, несмотря на их высокую пористость. Все дело в том, что поры в основном изолированы друг от друга, о чем говорилось выше. Резкое увеличение проницаемости наступает лишь в результате складкообразования (при формировании кливажа) и в особенности последующего разрывообразования в осадочной толще.

Одной из возможных причин складкообразования как раз и является описанная выше инверсия плотности в толще как следствие ее «подогрева снизу» в результате проникновения в толщу теплового импульса из мантии. Как мы видели выше, при инверсии плотности нижняя, более легкая часть толщи «всплывает», а более тяжелая погружается. В процессе этих взаимных перемещений и возникает складчатость. Этот процесс был воспроизведен в лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ путем подогревания тонкослоистых моделей, состоящих из сплава канифоли с машинным маслом. Процедура приготовления модельных образцов во многом напоминала последовательный естественный процесс. Дробление и растирание твердого сплава до пудры в холодильной камере при пониженной температуре имитировали денудацию природных твердых пород. Засыпка разноокрашенной пудры в виде тонких слоев была подобна осадконакоплению. Помещение образца в теплую комнату вызывало слипание его частиц, что напоминало природный диагенез. Последующее вертикальное сдавливание образца под прессом вызывало удаление из него излишних пузырьков воздуха и уплотнение как имитацию природного катагенеза, сопровождающегося удалением излишних флюидов. Затем образец подогревался снизу, в результате чего сохранившиеся пузырьки воздуха расширялись подобно природным флюидам, вызывая в образце инверсию плотности. Последняя же, являясь гравитационно неустойчивым состоянием, провоцировала в образце конвективный процесс, аналогичный описанному выше и изображенному на рис. 2.10. При конвекции в образце возникала складчатость. (Об обусловивших ее конвективных напряжениях будет сказано ниже в главе 4.) В заключение образец охлаждался и затвердевал (имитация подъема складчатой толщи к земной поверхности). После этого он подвергался разрезанию для осмотра складчатой структуры, что вполне идентично речной эрозии и созданию природных обнажений, доступных для геологического изучения.

2.4.3. Критерий устойчивости Рэлея

Итак, подогрев снизу вызывает в горизонтальном слое любого вещества состояние инверсии плотности. Однако, как это выяснил еще в начале XX в. великий английский физик Дж. У. Рэлей, не всякая инверсия плотности влечет за собой конвекцию в таком слое. Существует обобщенный безразмерный показатель, открытый этим ученым и названный впоследствии в его честь критерием, или числом, Рэлея:

$$R = \frac{\Delta\rho}{\rho} \times \frac{gh^3}{\nu X}. \qquad (2.4.3)$$

Смысл критерия Рэлея состоит в следующем. Существует первое критическое число Рэлея $R_1 \sim 10^3$. Если в интересующем нас случае $R < R_1$, то *конвекция не возникает, а вот при* $R > R_1$ *конвекция происходит*. В *числителе* числа Рэлея (2.4.3) фигурируют параметры, возрастание значений которых *способствует* конвекции, а в *знаменателе* — параметры, возрастание значений которых, наоборот, *препятствует* конвекции. Перечислим и кратко охарактеризуем эти параметры.

Первый множитель $(\Delta\rho/\rho)$ представляет собой относительную разность плотностей в кровле и подошве горизонтального слоя, подогреваемого снизу. Он выражает *степень инверсии плотности* и зависит от разности температур в подошве и кровле слоя и коэффициента объемного теплового расширения вещества слоя. Напомним, что при тепловом расширении масса вещества остается неизменной, но увеличивается его объем, что приводит к понижению его плотности. Чем выше степень инверсии плотности, тем вероятнее возникнет конвекция.

Второй множитель в числителе числа R — это *ускорение силы тяжести* g. Например, на Луне, где это ускорение примерно в шесть раз меньше, чем на Земле, вероятность возникновения конвекции меньше. Зато в центрифуге, где можно создать ускорение в несколько тысяч раз большее, чем в естественном поле тяжести Земли, вероятность возникновения конвекции значительно возрастает. Обратимся еще раз к рис. 2.10. Разность литостатических давлений на одном горизонтальном уровне в разных местах, как мы видели, является «движущей силой» конвективного процесса. Но само литостатическое давление определяется по формуле (2.2.1), в которую входит множитель g. Чем выше ускорение силы тяжести g, тем выше литостатическое давление, а следовательно, и названная разность литостатических давлений.

Третий множитель в числителе числа R — h^3 — это *мощность* горизонтального слоя. Третья степень означает, что этот показатель отражает объем конвектирующей массы вещества и указывает на то, что в поле тяжести большие массы вещества с большей вероятностью могут быть вовлечены в процесс

конвекции, чем малые массы. С точки зрения геологов это обстоятельство трудно переоценить. Если бы не существовало «барьера мощности», то конвекция возникала бы в слоях любой мощности, например, в осадочном ритме, состоящем из двух слоев — более легкого глинистого слоя внизу и более тяжелого слоя известняка наверху. Разность плотностей этих слоев весьма велика — около 0,2 г/см^3. При конвекции произошло бы «перемешивание» всего разреза осадочной толщи. В результате ни о какой стратиграфии не могло бы быть и речи!

В знаменателе числа Рэлея находятся параметры, возрастание значений которых уменьшает вероятность возникновения конвекции. *Кинематическая вязкость* вещества слоя ν (частное от деления уже известной нам «обычной» или «динамической» вязкости на плотность этого вещества):

$$\nu = \frac{\eta}{\rho} \tag{2.4.4}$$

отражает сопротивление вещества относительным перемещениям его элементарных объемов.

Коэффициент температуропроводности (или просто «температуропроводность») X («хи» прописная) представляет собой довольно характерную для рассматриваемого случая дробь:

$$X = \frac{\chi}{\rho c}. \tag{2.4.5}$$

Здесь χ («хи» строчная) обозначает теплопроводность, а c — удельную теплоемкость вещества слоя. Поскольку величина X находится в знаменателе критерия Рэлея (2.4.3), то увеличение теплопроводности χ уменьшает вероятность возникновения конвекции. Напротив, увеличение удельной теплоемкости c (а вместе с ней и теплоемкости единицы объема $\rho \times c$) увеличивает такую вероятность. В параметре X как бы отражается конкуренция двух основных механизмов передачи тепла — кондуктивного (посредством теплопроводности) и конвективного. Чем выше теплопроводность χ вещества слоя, тем больше плотность кондуктивного теплового потока и тем меньше необходимость в «задействовании» другого — конвективного — способа передачи тепла. Зато чем выше теплоемкость единицы объема $\rho \times c$ вещества слоя, тем большее количество тепла может быть перенесено этой единицей объема при ее конвективном перемещении и тем выше вероятность возникновения конвекции.

2.4.4. Условия возникновения конвекции

Если критерий Рэлея R (2.4.3) представляет собой безразмерное число, характеризующее состояние, в котором находится слой при его подогреве снизу, то первое критическое число Рэлея R_1, как уже говорилось, является

тем порогом устойчивости, выше которого начинается процесс конвекции. Физическая сущность этого порога заключается в следующем.

Есть существенная разница между «всплыванием» соляных диапиров, описанных выше (см. рис. 2.10), и тепловой конвекцией. В первом случае инверсия плотности обусловлена разницей плотности *разных* веществ (в рассмотренном примере — терригенных и соленосных пород). Эта гравитационная неустойчивость получила наименование «неустойчивости Рэлея — Тейлора», а возникающая при этом конвекция обозначается прилагательными «вещественная» или «химическая». Для этой ситуации не существует порога устойчивости, а для начала конвекции требуется всего лишь небольшая неровность на границе двух слоев разной плотности, которая в природе всегда найдется, после чего процесс будет развиваться лавинообразно (см. выше). Причина этого — *постоянство* плотности обоих слоев в течение всего процесса (в рассмотренном примере терригенная и соленосная толщи не изменяют свой состав).

С тепловой конвекцией дело обстоит иначе. В этом случае инверсия плотности обусловлена лишь *разницей температур* в подошве и кровле слоя, подогреваемого снизу. В идеальном случае изотермы внутри этого слоя расположены горизонтально. Однако в природе такая горизонтальность часто нарушается из-за нестабильности теплового потока снизу (так называемые «возмущения»). В результате, как и на рис. 2.10, на участке выпуклости изотермы вещество по всей глубине слоя оказывается несколько более нагретым и менее плотным, чем на смежных участках. Из-за пониженной плотности на любом горизонтальном уровне давление на участке выпуклости изотермы также оказывается ниже, чем на соседних участках. Это вызывает горизонтальный поток вещества слоя в сторону выпуклости аналогично вышеописанному примеру с соляным диапиром (см. рис. 2.10), однако на этом сходство заканчивается. Если соляная толща при своем подъеме на участке выпуклости ее кровли сохраняет свою плотность, то вещество слоя, подогреваемого снизу, поднимаясь на участке выпуклости изотермы, попадает в зону с более низкой температурой, охлаждается и поэтому повышает свою плотность. В результате процесс подъема затормаживается. И «термальная антиклиналь» (выпуклость изотермы) становится устойчивой «структурной антиклиналью» (выпуклостью первоначально горизонтальной цепочки частиц вещества слоя) лишь при превышении критического числа $R_l \sim 10^3$. Подробное доказательство этого положения здесь не приводится из-за его сложности — необходимости разбора систем уравнений в частных производных. Укажем лишь для справки, что речь идет о трех основополагающих уравнениях конвективной гидродинамики — уравнении движения Навье — Стокса, уравнении тепломассопереноса и уравнении непрерывности. Заметим лишь, что последнее в простейшем, но наиболее обычном случае регулирует постоянство объема сплошной среды при ее течении, в нашем случае — тектоническом течении (см. формулы (1.2.19) — (1.2.27)).

Подсчитаем, возможна ли конвекция в геосинклинальной осадочной толще, в которую проникает тепловой импульс из мантии. Для этого оценим значения параметров толщи, входящих в критерий Рэлея (2.4.3). О порядке степени инверсии плотности $\Delta\rho/\rho$ можно судить, исходя из вышеприведенного значения увеличения объема толщи на 10 % при ее нагревании (см. пояснения к формуле (2.4.2)): $\Delta\rho/\rho \sim 10^{-1}$. Ускорение силы тяжести $g \approx 10^1$ м/с^2. Мощность геосинклинальной осадочной толщи h можно оценить величиной $h \sim 10^1$ км $= 10^4$ м. Напомним, что оценка по порядку величины в данном случае означает, что эта мощность явно превышает величину соседнего, более низкого порядка (10^0 км = 1 км) и в то же время явно меньше величины соседнего более высокого порядка (10^2 км = 100 км). Кинематическую вязкость ν осадочной толщи можно оценить по формуле (2.4.4), приняв, как мы это делали выше, динамическую вязкость толщи $\eta \sim 10^{18}$ Па·с, а плотность толщи $\rho \sim 2{,}5$ г/см$^3 \sim 3\times10^3$ кг/м^3; в результате получаем $\nu = \eta/\rho \sim 3\times10^{14}$ м^2/с. Температуропроводность обводненной осадочной толщи X можно оценить так: $X \sim 3\times10^{-7}$ м^2/с. Подставим оценочные значения всех перечисленных параметров в критерий Рэлея (2.4.3):

$$R = \frac{\Delta\rho}{\rho}\times\frac{gh^3}{\nu X} : 10^{-1}\times\frac{10^1\text{ м/с}^2\times(10^4\text{ м})^3}{(3\times10^{14}\text{ м}^2/\text{с})\times(3\times10^{-7}\text{ м}^2/\text{с})} \approx 10^4. \qquad (2.4.6)$$

Итак, полученное нами значение критерия Рэлея превышает критическое значение $R_1 \sim 10^3$. То есть $R > R_1$, а это и есть условие возникновения конвекции в геосинклинальной осадочной толще. Ниже будет показано, что при этом процессе в толще неизбежно возникает складчатость *без* приложения каких-либо *внешних* усилий к осадочной толще. Попутно убедимся, что число Рэлея действительно безразмерно, поскольку все единицы физических величин, фигурирующие в числителе и знаменателе выражения (2.4.6), взаимно сокращаются.

2.4.5. Условия функционирования конвекции в линейной или купольной формах

Возвращаясь к истории конвективной гидродинамики, необходимо упомянуть, что она началась со знаменитых опытов А. Бенара в начале XX в. В своих экспериментах по подогреванию снизу горизонтальных слоев разных жидкостей этот исследователь обнаружил, что конвекция происходит не беспорядочно (как в кастрюле с кипящей водой), а образует ячеистую гексагональную структуру (рис. 2.11*а*). В центре гексагонов осуществляется восходящий поток, а по их периметру — компенсирующий нисходящий поток вещества. В качестве геологической аналогии можно привести картину изометричных докембрийских гранит-зеленокаменных областей, окруженных гранулитовыми поясами (рис. 2.11*б*).

Исходя из результатов опытов А. Бенара, Дж. У. Рэлей создал основы конвективной гидродинамики и, в частности, чисто теоретически вывел неоднократно упоминавшийся выше критерий R (2.4.3) конвективной устойчивости горизонтального слоя жидкости, подогреваемого снизу. Он же установил, что конвекция начинается при условии $R > R_1 \sim 10^3$ (также см. выше). Кроме того, он показал, что диаметр гексагонов («ячеек Бенара») связан строгим количественным соотношением с мощностью подогреваемого слоя: в зависимости от разных условий в кровле и подошве конвектирующего слоя этот диаметр в 2–4 раза превосходит мощность слоя.

В то же время Дж. У. Рэлей, вероятно, не сомневаясь в том, что конвекция происходит только в форме гексагональных «ячеек Бенара», тем не менее отметил, что его теория непосредственно не предсказывает именно такую форму конвективного движения. Не вдаваясь в детали, заметим только, что неопределенность формы конвективных ячеек обусловлена тем обстоятельством, что в аналитических расчетах фигурирует всего одно уравнение сразу с двумя неизвестными, определяющими форму ячейки.

Такая «тупиковая» ситуация сохранялась до 60-х гг. XX в. по следующей причине. Во-первых, все расчеты основывались на упомянутых выше трех основополагающих уравнениях конвективной гидродинамики — уравнении движения Навье — Стокса, уравнении тепломассопереноса и уравнении непрерывности. В этих дифференциальных уравнениях с частными производными содержатся как линейные, так и нелинейные члены. Последние, в силу своей малости, игнорировались. Поэтому созданная к 1960-м гг. теория получила название «теория *линейной* конвективной устойчивости» (или «теория конвективной устойчивости в *линейной* постановке»). Эта теория вполне удовлетворяла запросам экспериментальной практики: конвекция в форме гексагональных «ячеек Бенара» считалась единственно возможной формой конвективных движений. А любопытство некоторых теоретиков по поводу роли нелинейных членов названных уравнений быстро охладевало из-за значительных вычислительных трудностей.

Однако с наступлением «компьютерной эры» ситуация изменилась. Учет нелинейных членов уравнений оказался возможен, и тогда неожиданно произошла настоящая революция во взглядах на форму конвективного движения, нашедшая свое воплощение в создании теории *нелинейной* конвективной устойчивости (или теории конвективной устойчивости в нелинейной постановке). Оказалось, что, помимо первого критического числа Рэлея $R_1 \sim 10^3$, существует второе критическое число $R_2 \sim 10^4$. И конвекция в форме гексагональных «ячеек Бенара» происходит только при превышении именно этого числа ($R > R_2$). А вот при «промежуточном» условии $R_1 < R < R_2$ конвекция в горизонтальном слое, подогреваемом снизу, происходит в форме вытянутых по горизонтали *линейных* валов и впадин. Нелинейная теория конвективной устойчивости получила полное экспериментальное подтверждение.

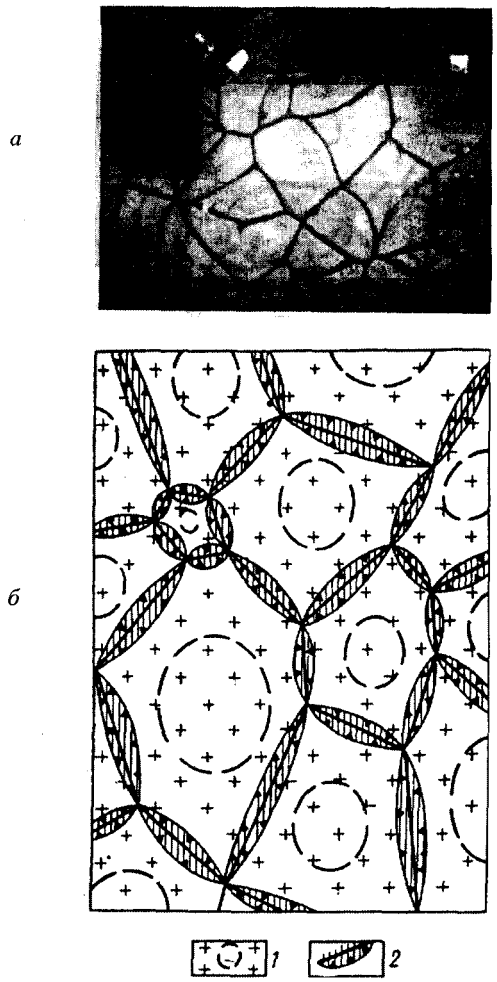
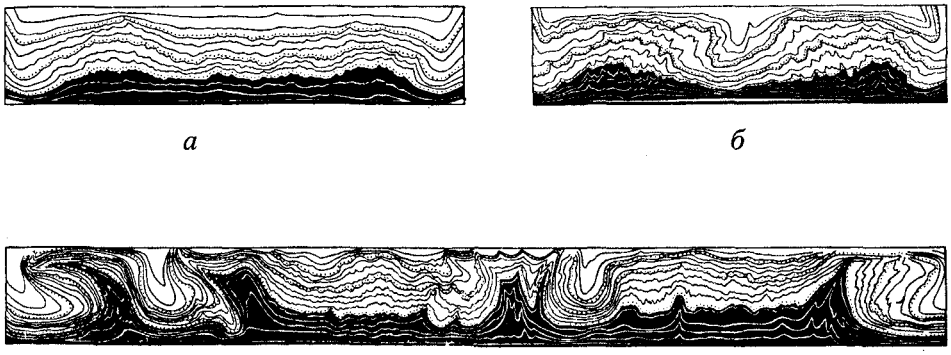


Рис. 2.11. *а* — ячейки Бенара, возникающие при тепловой конвекции в горизонтальном слое жидкости, подогреваемом снизу (эксперимент А. Г. Кирдяшкина и А. А. Кирдяшкина). *б* — схема соотношения раннедокембрийских гранит-зеленокаменных областей (1) и гранулитовых поясов (2), по В. Е. Хаину

Эта революция в конвективной гидродинамике чрезвычайно важна для геологии. Длительное время считалось, что если конвективные движения в коре и мантии и происходят, то исключительно в *купольной* форме (соответствующей «ячейкам Бенара», см. рис. 2.11*б*), порождая, в частности, соляные и гранито-гнейсовые купола и изометричные глиняные диапиры. А *линейную* складчатость, характерную для большинства складчатых областей, представляли не иначе как результатом горизонтального сжатия осадочной толщи под действием *внешних* сил. Теперь положение изменилось. Расчеты показали, что конвекция в геосинклинальной осадочной толще под действием теплового

импульса из мантии не только возможна (см. (2.4.6)), но при условии $R_1 < R < R_2$ должна происходить как раз в *линейной* форме, с формированием линейных поднятий — антиклинориев — и разделяющих их впадин — синклинориев. Именно такой процесс и был воспроизведен в лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ (рис. 2.12). Технология этих экспериментов была описана выше, а вопрос о том, почему при конвекции в линейной форме антиклинории и синклинории осложняются линейной складчатостью, будет освещен ниже в главе 4.



а *б*

в

Рис. 2.12. Воспроизведение антиклинориев, синклинориев и осложняющей их *линейной складчатости в модельных тонкослоистых образцах, состоящих из сплава* канифоли с машинным маслом, при подогреве снизу. *а→в* – эволюция процесса конвекции, который был прерван в разных образцах на различных этапах. По М. А. Гончарову и Ю. М. Горелову

Возникает вопрос: при каких условиях формируются линейные в плане структуры антиклинории и синклинории с осложняющей их линейной складчатостью, а при каких — купола. Выше было показано (см. формул у (2.4.6)), что для геосинклинальной осадочной толщи при проникновении в нее теплового импульса из мантии критерий Рэлея имеет порядок $R \sim 10^4$, что по порядку величины как раз соответствует второму критическому числу Рэлея $R_2 \sim 10^4$. В критерии Рэлея (см. формулу (2.4.3)) в числителе фигурирует степень инверсии плотности, прямо пропорциональная вертикальному градиенту температуры. Поэтому при *умеренных* значениях этого градиента, а следовательно, и при умеренной степени регионального метаморфизма более вероятно соотношение $R < R_2$, т. е. более вероятно возникновение линейной складчатости, что и наблюдается в природе. Купольные структуры в слабо метаморфизованных толщах (за исключением соляных и глиняных диапиров, имеющих совершенно иную природу) не встречаются. А вот при повышенных значениях градиента температуры, т. е. при повышенной степени метаморфизма, более вероятно соотношение $R > R_2$. И в метаморфизованных толщах довольно обычны гнейсовые или гранито-гнейсовые купола.

Глава 3

РЕКОНСТРУКЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ И НАПРЯЖЕНИЙ

При реконструкции тектонических деформаций надо различать два аспекта. Один аспект — это *качественная* оценка деформации конкретного тела, т. е. «возвращение» тела к его первоначальной форме. Собственно говоря, это и есть *реконструкция* деформации тела. Однако для такой реконструкции необходимо иметь представление как раз об этой первоначальной форме тела. К сожалению, и в этом главная специфика геологических объектов, более или менее известна первоначальная форма лишь некоторых зерен минералов, слагающих породу (например, кристаллов пирита кубической формы), а также отдельных включений в породе (оолитов в известняках, остатков фауны и др.). Даже такое «простое» с точки зрения геометрии геологическое тело, как слой, имеет лишь две вполне определенные границы — подошву и кровлю, в то время как его боковые ограничения никак в природе не обозначены. Например, наблюдая в обнажении горизонтально залегающий слой, мы не можем заранее утверждать, что он не испытал никакой деформации. Во-первых, он мог испытать горизонтальное укорочение и компенсационное вертикальное утолщение. А во-вторых, он мог испытать горизонтальный простой сдвиг в том стиле, как это изображено на рис. 1.13.

Этот пример с одиночным слоем показывает, что для реконструкции деформации слоя последний должен быть мысленно расчленен на элементарные объемы, деформацию которых следует определить, пользуясь какими-то индикаторами. Здесь мы сталкиваемся с другим аспектом — *количественной* оценкой деформации элементарных объемов изучаемого тела. Задача значительно упрощается, если *все* элементарные объемы тела испытали *одинаковую* деформацию. Как мы видели выше, в этом случае можно говорить об *однородной* деформации изучаемого тела. Вернемся к примеру одиночного горизонтального слоя. Допустим, что с помощью некоего индикатора нам удалось установить, что один из элементарных объемов слоя (мысленно выделенный «кирпичик») испытал деформацию горизонтального укорочения в 1,1 раза и компенсационного утолщения по вертикали тоже в 1,1 раза. Если слой на всем своем протяжении имеет одинаковую мощность, это означает, что и другие «кирпичики» испытали такую же деформацию (в противном случае слой в разных местах имел бы разную мощность). Другими словами, наш слой испытал однородную деформацию горизонтального укорочения

и вертикального утолщения. (В части II пособия будет показано, что такой деформации подвергаются горизонтально залегающие слои на предскладчатом этапе горизонтального укорочения слоистой толщи, когда в них еще до складкообразования начинает формироваться вертикальный кливаж.)

Однако в большинстве случаев деформация геологических тел неоднородна, и тогда ее исследуют в пределах элементарных объемов, а затем рассматривают поле деформаций, представляющее собой совокупность значений деформации каждого элементарного объема. Например, поле деформаций в слоях, уже смятых в складку, всегда неоднородно, но деформированное состояние на небольших участках слоев и в образцах можно считать достаточно однородным (см. рис. 1.9–1.12 и соответствующий текст).

Настоящая глава будет во многом посвящена анализу природных индикаторов деформации, с помощью которых можно количественно оценить деформацию элементарных объемов интересующего нас тела. Но вначале следует сделать несколько вводных замечаний.

3.1. РЕКОНСТРУКЦИЯ И АНАЛИЗ ДЕФОРМАЦИЙ И НАПРЯЖЕНИЙ

В предыдущих главах было рассмотрено, что происходит с объемами горных пород, испытывающими деформацию или находящимися в напряженном состоянии. Но геологов обычно интересует другое. В природе они наблюдают деформированные объекты и хотят установить, какую именно деформацию претерпел этот объект, либо по наблюдаемым деформациям восстановить существовавшие в то время напряжения (т. е. геологам всегда приходится решать «обратные» задачи).

3.1.1. Особенности реконструкции деформаций и напряжений

Теоретически можно пытаться определять следующие характеристики: ориентировку осей деформаций, величины соответствующих деформаций, ориентировку осей напряжений и величину напряжений. Чаще всего выясняют ориентировку осей деформации. Величину деформации измерить сложнее, но для этого существует целый ряд методов, которые будут рассмотрены ниже. Что касается напряжения, то ориентировка его осей всегда устанавливается опосредованно, на основе анализа деформаций. Величину же напряжений можно оценить лишь в редких случаях.

Настоящая глава будет посвящена преимущественно методам количественной оценки деформаций, а не напряжений горных пород. Это связано со следующими причинами. То, что мы видим в природе, — вытянутые зерна пород, сплющенные включения, будинированные или смятые в складку слои, крупные участки, в которых серии складок сочетаются с разрывами, и т. д. — все это конечный результат большой деформации, которую испытывали разнообразные выделяемые нами тела. Эта деформация может иметь сложную

историю, однако вся она тем или иным образом запечатлевается в объектах. Деформация — изменение формы тела, и ее можно видеть и измерять. А вот напряжения нельзя наблюдать непосредственно. Это величина упругих сил, действующих в каком-либо сечении тела, которая приходится на единицу площади этого сечения. Но о силах мы можем судить только по результатам их проявления, в данном случае по обусловленной ими деформации. Лишь в случае упругой деформации, которая в горных породах всегда является малой, оси напряжений и деформаций совпадают, а величина деформации прямо пропорциональна величине напряжений, но как раз следы упругой деформации, когда-то испытанной горными породами, трудно обнаружить. Кроме того, упругие деформации относительно кратковременны. Таким образом, даже если мы восстановим ориентировку осей напряжений в каком-либо месте, не следует забывать, что она относится только к некоторому, не слишком длинному отрезку времени. Имеются разделы тектоники, которые как раз занимаются изучением современных упругих деформаций, и там задачи восстановления осей напряжений успешно решаются и имеют большое прикладное значение. Но если, например, мы захотим узнать историю развития и начальное состояние некоторой интересующей нас структуры, то знание о существовании в какой-то момент прошлого напряженного состояния (если предположить, что мы действительно сумели это выяснить) окажется для нас бесполезным. Такие задачи решаются в рамках представлений о деформациях, их развитии и реконструкции. Знание напряжений не помогает также понять, как и почему протекали тектонические процессы, которые включают не только собственно деформации, но также вращение и перемещение одних объемов земной коры относительно других объемов.

Если ориентировку осей напряжений можно в ряде случаев реконструировать, то величина напряжений поддается лишь очень приблизительным количественным оценкам либо сравнению типа «больше-меньше» (см. ниже). Дело в том, что, как уже было сказано, лишь упругая деформация, которая у горных пород крайне мала, прямо пропорциональна напряжениям. Во всех других случаях это не так. Если мы видим структуры, ясно свидетельствующие о большой величине деформации (например, сжатые складки), то это не значит, что во время их формирования существовали значительные напряжения. Есть все основания полагать, что при длительных процессах горные породы деформируются подобно вязким жидкостям, следовательно, величина их деформации связана не только с величиной напряжений, но также со временем протекания деформации (а его нелегко установить) и с реологическими свойствами пород (об этих свойствах в природных условиях мы очень мало знаем). Учитывая длительность тектонических процессов, можно считать, что большие деформации могли развиваться и при весьма незначительных деформирующих напряжениях.

Интерес к напряжениям в большой мере сложился исторически. Геологи в течение долгого времени опирались на основы «сопромата», краеугольным

камнем которого является рассмотрение тех напряжений и деформаций, которые возникают в твердых телах под воздействием приложенных к ним внешних сил. Традиционно до сих пор многие из них рассматривают задачи в последовательности: внешние силы → напряжения → деформации (кинематика). Хотя очевидно, что предпочтительнее противоположная постановка задачи — от изучения *объекта* переходить к *процессу*, в результате которого был создан или изменен объект (кинематика, являющаяся более достоверной), а затем уже к *причине* этого процесса, более гипотетичной динамике («движущие силы»).

Итак, невозможно прямо и безусловно определить поле былых тектонических напряжений, когда-то испытанных горными породами. Все, что мы можем сделать, — используя определенные приемы, восстановить поле деформаций. Но в общем случае не существует прямой связи между этими двумя полями. Во-первых, главные оси деформаций и напряжений совпадают только для *однородных и изотропных* тел. Однако горные породы не однородны и не изотропны. Во-вторых, это совпадение, как уже говорилось выше, имеет место только в случае *малой деформации*. В сущности, все методы определения главных осей напряжений по умолчанию основаны на предположении о малой деформации некоторого объема горных пород. В случае значительной деформации возможно несовпадение ориентировок главных осей напряжений и деформаций. Особенно наглядно это видно на примере простого сдвига (см. рис. 1.13). В этом случае в процессе деформации угол между осью максимального удлинения ε_1 и направлением сдвига все больше уменьшается по сравнению с первоначальным значением 45°, а ось максимального растяжения σ_1 в процессе деформации «консервируется» в этом значении.

Таким образом, для построения моделей развития тех или иных тектонических объектов надо в первую очередь использовать количественные оценки *деформации*, чаще всего этого оказывается вполне достаточно для поставленных целей; кроме того, правильная оценка тектонических сил или напряжений в прошлом весьма затруднительна.

3.1.2. Значение количественной оценки деформаций горных пород и толщ

В тектонике, как и вообще в естественных науках, введение в анализ количественных характеристик явлений означает переход исследований на более высокий уровень. Измерение деформаций природных объектов является основой для понимания тектонических процессов, позволяет правильно устанавливать *происхождение* геологических структур разного масштаба, в том числе плоскостных и линейных текстур. Следует помнить о том, что количественное описание деформаций неразрывно связано с изучением механизмов деформационных процессов. Однако, в свою очередь, изучение и углубление понимания механизмов тектонических деформаций и проверка предложенных механизмов на натурных объектах в настоящее время невозможны без

количественных описаний деформаций. Систематизация количественных оценок деформации в региональном масштабе и выявление закономерностей их изменения позволяет проводить *корреляцию с характером других процессов*. Например, мы получаем возможность сравнения степени деформированности со степенью метаморфизма. Анализ вариаций деформации (например, ориентировки оси максимального удлинения эллипсоида деформации) можно также использовать, чтобы ограничить возможные предполагаемые геодинамические модели. Количественное изучение деформаций дает ключ для правильного восстановления мощности слоев и корректных *палинспастических реконструкций* геологических разрезов, ведь, как показывают исследования последних десятилетий, длина слоев в результате складчатых деформаций может значительно измениться.

Знание деформационной обстановки позволяет *предсказывать* характер и ориентировку структурных форм, которые мы пока не обнаружили, но которые могут возникать в том же поле деформаций (т. е. входящих в тот же структурный парагенез). Это ориентирует дальнейшие полевые наблюдения и позволяет прогнозировать местонахождение тех или иных полезных ископаемых, связанных с определенными структурами. Вообще изучение степени деформированности верхних горизонтов земной коры имеет большое *прикладное значение*. С зонами концентрации деформаций связаны многие месторождения рудных полезных ископаемых. Деформированность осадочного чехла играет существенную роль в распределении ловушек и способов миграции углеводородов.

3.1.3. Специфика геологической среды, которую надо учитывать при реконструкции деформаций и напряжений

Неоднородность — одно из фундаментальных свойств геологической среды. Горная порода даже в пределах одного слоя может состоять из зерен и цемента, деформирующихся совершенно по-разному. Чередующиеся между собой слои также обладают различными деформационными свойствами, и эти примеры можно продолжить. Как будет показано в главе 6, модель природной геологической среды можно представить в виде системы, состоящей из нескольких уровней; на каждом таком уровне имеется своя структурная организация слагающих ее элементов. Более крупномасштабные уровни включают в себя более мелкомасштабные; таким образом, эта система является иерархической. В простейшем виде система содержит внутризерновые уровни, уровни зерен, агрегатов зерен, слоев, пачек слоев (иногда выделяют еще уровень слоистых толщ), блоков. Такая иерархическая структурная неоднородность среды порождает неоднородное поле напряжений, которое концентрируется на неоднородностях разных уровней структурной организации. В связи с неоднородностью поля напряжений деформация также неоднородна.

На практике для количественной оценки, прежде всего, выделяют ограниченные участки (элементарные объемы), деформацию в которых считают квазиоднородной. Но с учетом вышесказанного полученные данные нельзя ни осреднять, ни распространять на большой объем. Кроме того, всегда нужно указывать, к объекту какого уровня относится то или иное измерение деформации. Так, речь может идти о внутрислойных деформациях, о величине горизонтального укорочения слоя, смятого в складку, и т. п. При этом деформация на разных уровнях может резко отличаться. Например, нередки ситуации, когда внутри очень вязкого прослоя величина деформации ничтожна, а сам прослой в то же время образует тесно сжатые складки, свидетельствующие о многократном укорочении вмещающего его объема.

В процессе деформации исходная структура среды все время перестраивается, соответственно, появляются все новые и новые зоны концентрации напряжений и деформаций. То есть поля напряжений и деформаций не есть что-то застывшее, они изменяются не только в пространстве, о чем говорилось выше, но и во времени. Иногда необходимо указывать относительное время, к которому относится конкретное определение деформации. Серия изменяющихся состояний деформации известна как *нарастающая*, или *прогрессивная, деформация.* Многие следы деформационных перестроек запечатлеваются в структурно-текстурных и минералогических преобразованиях горных пород, что позволяет в некоторых случаях выявлять историю деформации и оценивать ее. Заметим, что поскольку напряжения имеют виртуальный характер, то об изменениях полей напряжений во времени можно только догадываться.

Известно, что в общем случае геологические тела в процессе тектонического течения испытывают, помимо собственно деформации, также перемещения и повороты. Это может привести к тому, что некоторый объем с течением времени попадает в область с иной ориентировкой осей деформации. Кроме того, иногда происходит наложение деформаций, связанных с другим, более поздним этапом развития региона. Все это усложняет реконструкцию деформаций.

Выше говорилось, что результаты количественного определения деформаций используются для выяснения механизма формирования структур. Однако надо помнить о том, что одна и та же структурная форма может быть образована с помощью разных механизмов. Простейший пример — включение эллипсовидной формы, образовавшееся из первоначально округлого. Требуется дополнительная информация, чтобы знать, образовалось оно в результате деформации удлинения-укорочения или же простого сдвига.

Конечно, сложность реальной деформируемой геологической среды накладывает множество ограничений на применение количественных методов. Однако их использование уже привело к прогрессу в тектонофизике, способствовало интерпретации структур самого разного масштаба. Надо лишь хорошо

представлять себе особенности деформационных процессов в земной коре и корректно пользоваться различными методиками.

3.1.4. Что такое стрейн-анализ

Деформация в широком смысле слова (*deformation* в отличие от более узкого термина, который мы приводили выше, — *strain*), или тектоническое течение, включает в себя поступательное перемещение (трансляцию или параллельный перенос), жесткое вращение и собственно деформацию (*strain*) (см. гл. 1). В горных породах можно выявить только стрейн. Методы его измерения в совокупности составляют так называемый *стрейн-анализ*.

Что в каждом конкретном случае можно назвать стрейном, зависит от масштаба рассмотрения и от того, куда мы помещаем начало координат. Многие геологи считают, что стрейн-анализ — это методы, применимые к внутрислойным объектам. Возможно, это связано с тем, что такой масштаб наиболее удобен для изучения, а методическая база лучше всего разработана. Если рассматривать участок слоя на крыле складки во внешней системе координат Эйлера, то можно говорить, что он претерпел поворот, перемещение и собственно деформацию (стрейн). Обратимся теперь к более высокому уровню и рассмотрим (находясь во внешней по отношению к ней системе координат) толщу слоев, смятых в серию складок. Оказывается, что объем, содержащий эти складки, тоже испытал собственно деформацию (или стрейн), выразившуюся в горизонтальном укорочении слоистой толщи; он также двигался вверх как единое целое и одновременно поворачивался, из-за чего складки получили некоторый наклон осевых поверхностей. Даже приведенного примера достаточно, чтобы вслед за А. В. Лукьяновым под стрейн-анализом понимать количественное изучение деформаций любого масштаба.

Выше говорилось о том, что деформация геологической среды неоднородна. Однако в пределах ограниченного участка (элементарного объема) она часто может быть аппроксимирована однородной деформацией. Любое состояние неоднородной деформации можно анализировать как поле взаимосвязанных однородно деформированных элементов. Собственно, это и позволяет проводить стрейн-анализ. Он включает в себя как минимум два этапа: выделение квазиоднородных элементарных объемов с измерением их деформации и дальнейший анализ полученных результатов. Вариации деформации в отдельных элементарных объемах (образцах и обнажениях) не могут быть произвольными; если тело остается сплошным, они неизбежно согласованы друг с другом (концепция совместимости стрейна по Дж. Рэмзи). Эта согласованность и проверяется прежде всего. Затем полученные данные используются для оценки деформации структур более крупного ранга. Иногда на заключительной стадии стрейн-анализа исследуется распределение деформаций и выводятся закономерности взаиморасположения характерных деформационных зон в общем пространственном рисунке складчатой области (анализ

«структурных рисунков» по А. В. Лукьянову). Это позволяет судить о крупных перемещениях горных масс.

Описание методов стрейн-анализа дается ниже применительно к соответствующим структурным уровням деформации, поскольку эти методы сильно различаются. Если для деформаций внутри слоя исследуемые объемы считаются квазиоднородными, то для объектов более крупного масштаба учитывается как раз их неоднородность. Измерение собственно деформации включает в себя, во-первых, определение ориентировки главных осей эллипсоида деформации, что сделать проще всего — например, по ориентировке кливажа, сланцеватости, линейности и т. д., во-вторых, определение соотношения длин этих осей, что сделать труднее — для этого нужно обнаружить в породе «тензодатчики» и провести специальный анализ. Измерение вращательной компоненты проводят отдельно, хотя необходимые индикаторы имеются не всегда. Такой анализ очень важен, поскольку иначе невозможно будет, например, отличить деформацию удлинения-укорочения от простого сдвига.

3.1.5. Некоторые определения

Однородную большую трехмерную деформацию можно описать трансформацией сферы единичного радиуса в эллипсоид деформации, а двумерную — трансформацией круга в эллипс. При характеристике деформаций используются следующие параметры. Для деформации линейного маркера это величина деформации удлинения или просто удлинение k (см. формулу (1.2.2)), деформация сдвига γ (см. (1.2.16)), где угол δ является мерой деформации прямого угла и считается положительным при вращении по часовой стрелке (см. рис. 1.13).

Трехмерную деформацию наглядно описывает **форма эллипсоида деформации**. Выше (1.2.8) было показано, что она может быть различной и зависит от соотношения величин деформации $k_1 > k_2 > k_3$ по его полуосям. Различные виды деформированного состояния очень удобно представлять на диаграмме Флинна. На рис. 3.1 она изображена в упрощенном виде. По оси абсцисс откладывается отношение k_2/k_3, а по оси ординат отношение k_1/k_2. Начало координат имеет значение (1,1). Нетрудно видеть, что вдоль оси абсцисс будут располагаться эллипсоиды, имеющие форму диска. Поскольку в таких эллипсоидах $k_1 = k_2 > k_3$, то $k_1/k_2 = 1$, а $\infty > k_2/k_3 > 1$. Вдоль оси ординат будут располагаться эллипсоиды, имеющие форму сигары, где $k_1 > k_2 = k_3$, из чего следует, что $\infty > k_1/k_2 > 1$, а $k_2/k_3 = 1$. В эллипсоидах, характеризующих двумерную деформацию, $k_1 > k_2 = 1 > k_3$. Здесь $k_1 = 1/k_3$ или, что то же самое, $k_1/k_2 = k_2/k_3$. Следовательно, эти эллипсоиды будут располагаться вдоль биссектрисы угла 90° между осями координат. Между описанными крайними случаями находятся промежуточные. Обычно выделяют пять основных форм эллипсоидов деформации (1–5 на рис. 3.1) и соответствующие им пять типов трехмерной деформации удлинения-укорочения: 1 — одноосное сплющивание, 2 — трехосное

сплющивание, 3 — двумерная (плоская) деформация, 4 — трехосное вытягивание, 5 — одноосное вытягивание. Как показывают измерения на натурных объектах, чаще всего встречаются эллипсоиды деформации, у которых деформация по средней оси невелика, а эллипсоиды вращения в виде диска или сигары редки.

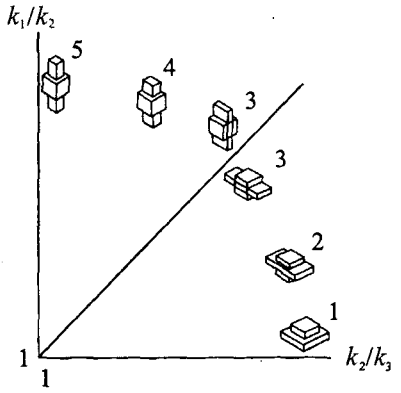


Рис. 3.1. Диаграмма Флинна, на которой в виде фигурок изображены различные типы эллипсоида деформации, описанные в тексте (по А. Николя, с упрощениями)

Деформация на плоскости описывается **формой эллипса деформации** и ориентировкой его главных осей. Форма эллипса характеризуется соотношением величин деформации k_1 и k_3. В эллипсе деформации можно выделить два отрезка, не испытавшие деформации, которые разделяют секторы увеличения и уменьшения линейных размеров радиусов первичного круга (рис. 3.2).

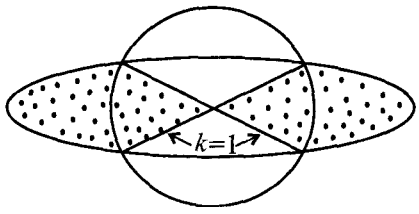


Рис. 3.2. Эллипс деформации. Два отрезка, не испытавшие деформацию ($k = 1$), разделяют секторы удлинения первоначальных радиусов (поля с точками) и секторы укорочения первоначальных радиусов (поля без точек)

3.2. ПРИРОДНЫЕ ИНДИКАТОРЫ ДЕФОРМАЦИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ: ДЕФОРМИРОВАННЫЕ ОБЪЕКТЫ РАЗНОГО МАСШТАБА

Для каждого ранга геологических объектов существуют природные индикаторы, позволяющие определить наличие деформации на данном уровне. Рассмотрим их.

3.2.1. Внутрислойные деформации

Это деформации не целого слоя, а составляющих его элементов, таких как зерна горных пород, их агрегаты, в том числе включения с четко выраженными границами. Во второй части учебного пособия рассмотрены механизмы деформации этого уровня, представления о которых легли в основу методов стрейн-анализа. Приведем некоторые из них.

Методы, в которых используют данные о зернах горных пород. Наличие *вращения* можно установить, если в породе присутствуют **синтектонические порфиробласты**. Чаще всего наблюдаются признаки вращения близких к сферическим зерен граната. Эти признаки особенно хорошо видны в тех случаях, когда одновременно с вращением происходит рост порфиробластов граната и последний, разрастаясь, захватывает кусочки вмещающей породы. Тогда включения располагаются внутри зерна в виде спирали («структура снежного кома»). По структурам вращения можно устанавливать величину деформации простого сдвига, которым это вращение и обусловлено.

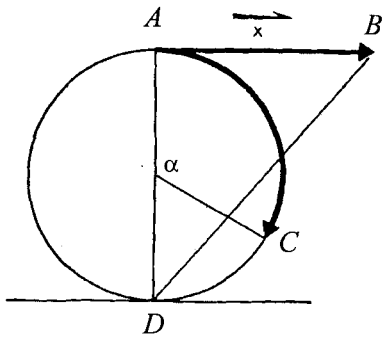


Рис. 3.3. Схема, поясняющая соотношение между γ и углом поворота ω жесткого круга при деформации простого сдвига (по А. Николя)

На рис. 3.3 показана схема, где зерно граната представлено в виде жесткого круга. Если этот круг находится в зоне простого сдвига, то при отсутствии проскальзывания он поворачивается на угол α. Частица, принадлежащая поверхности самого зерна и находящаяся в точке *A*, перемещается в точку *C*. Частица, находящаяся также в точке *A*, но вне зерна, в процессе деформации сдвига перемещается в точку *B*, при этом дуга $AC = AB = x$. По определению величина сдвига $\gamma = \frac{x}{AD}$, где $AD = d$ — диаметр круга (зерна). Так как $\frac{x}{\pi d} = \frac{\alpha}{2\pi}$, то $\gamma = \frac{\alpha}{2}$ (α здесь в радианах). На практике в случае спиральных включений измеряют угол α между ориентировкой включений в центре порфиробласта и ориентировкой сланцеватости матрикса вне зоны влияния порфиробласта (рис. 3.4). Кроме граната, описанные включения встречаются также в альбите, андалузите и ставролите.

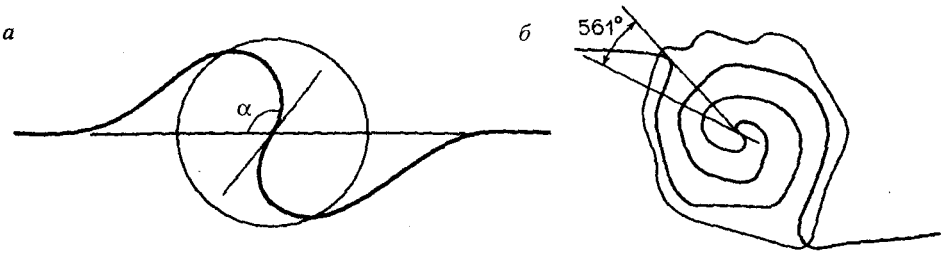


Рис. 3.4. Определение угла поворота α жесткого круга: *а*, α = 120°; *б*, α = 561° (по Дж. Л. Розенфельду)

Статистический метод Фрая. Это способ определения эллипса деформации, основанный на анализе геометрических соотношений между центрами объектов. Первоначально он был разработан Дж. Рэмзи и назван «методом от центра к центру». Впоследствии метод был значительно улучшен Н. Фраем и известен теперь под его именем. В качестве объектов-маркеров часто используются обломочные зерна одинакового диаметра редко встречающихся пород. Для применения этого метода требуется соблюдение нескольких условий. Необходимо, чтобы число исследуемых объектов составляло не менее 100. Поле деформаций должно быть однородным внутри исследуемого объема. Число объектов не должно изменяться в процессе деформации, т. е. не должны происходить ни рост зерен, ни их дробление. Первоначальное распределение объектов в объеме должно быть изотропным — при соблюдении последнего условия расстояние между ближайшими зернами примерно одинаково в любых направлениях, как это показано, например, на рис. 3.5*а*. В основу метода положено то простое соображение, что в процессе однородной деформации расстояние между соседними зернами уменьшается в направлении оси максимального укорочения и увеличивается в направлении оси максимального удлинения (рис. 3.5*б*).

Метод определения эллипса деформации заключается в том, что некоторую условную точку в середине какой-либо площадки, например, листа бумаги, совмещают с центром одного из зерен исследуемого объема. Здесь на листе точку не ставят, но зато точками отмечают центры соседних зерен. Затем центр будущей диаграммы перемещают на рядом находящееся зерно и снова точками наносят центры соседних зерен. Далее процедура повторяется со всеми остальными зернами (100 или более). При отсутствии деформации породы в центре окажется незаполненное пятно в виде круга, диаметр которого равен минимальному расстоянию между центрами зерен (такой круг изображен на рис. 3.5*а*). Если порода деформирована, то в центре диаграммы образуется незаполненная точками фигура в виде эллипса, который как раз и представляет собой эллипс деформации (рис. 3.5*б*). На практике обычно берется микрофотография шлифа, на которую помещают

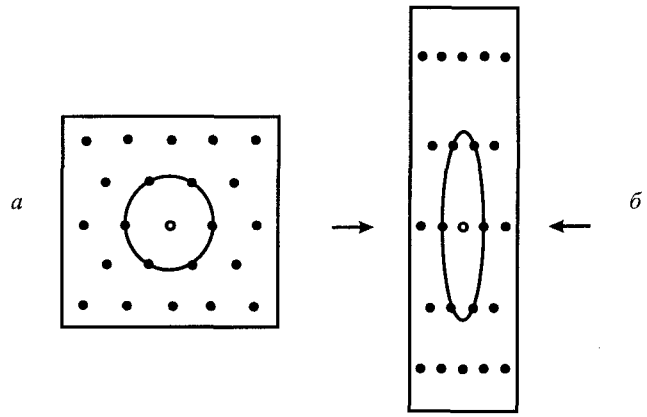


Рис. 3.5. Схема, поясняющая метод Фрая: *а* — изотропное распределение точечных маркеров. Линия, соединяющая центры зерен, находящихся на минимальном расстоянии от некоторого «центрального» зерна, представляет собой окружность; *б* — распределение маркеров после двукратной деформации удлинения-укорочения. Та же линия представляет собой эллипс, соответствующий эллипсу деформации.

прозрачную кальку с отмеченным началом координат. Его последовательно совмещают с центром каждого зерна из выбранной совокупности и ставят точки в центре всех ближайших зерен. В результате на кальке возникает облако точек с пустой областью («дыркой») эллипсовидной формы в центральной части. Соотношение длинной и короткой осей эллипса характеризует величину и ориентировку осей эллипсоида деформации в данном сечении. В зависимости от ориентировки и величины деформации образуются различные «дырки» — эллипсы деформации (рис. 3.6). Позже этот метод был усовершенствован с учетом первоначальной формы, размера и распределения зерен. В последние годы для проведения анализа были созданы компьютерные программы,

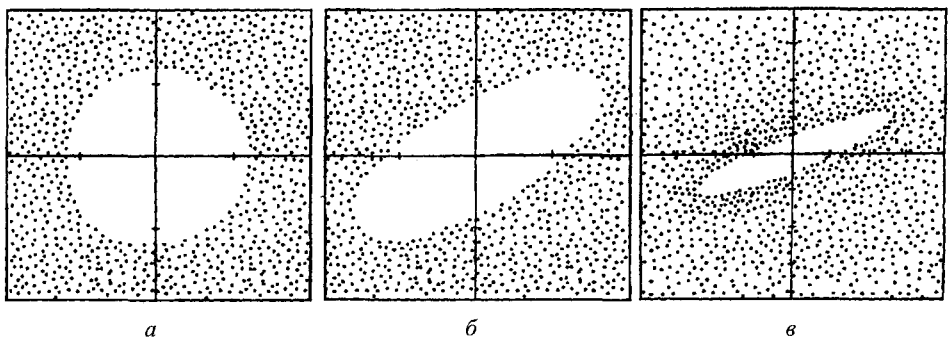
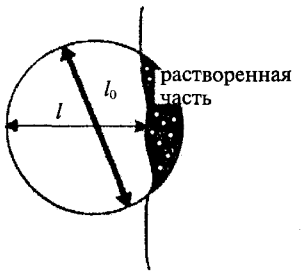


Рис. 3.6. Примеры диаграмм Фрая для точечных маркеров: *а* — начальное состояние, отсутствие деформации; *б* — простой сдвиг ($\gamma = 1$); *в* — простой сдвиг ($\gamma = 2$). Форма «дырки» в центре диаграммы соответствует эллипсу деформации (по А. Николя)

в которых проводится подсчет плотностей распределения точек на итоговой диаграмме, при этом максимумы позволяют более корректно оконтурить центральный эллипс. Метод Фрая считается одним из главных методов стрейн-анализа обломочных пород, поскольку он относительно прост, а объекты, которые можно использовать для анализа, достаточно широко распространены.

Методы, которые применяются к породам с кливажем. *Кливаж* (см. подробнее гл. 7), а также сланцеватость глинистых сланцев и филлитов, которую раньше также называли кливажем (*slaty cleavage*), очень широко распространен в складчатых областях и, естественно, издавна привлекал внимание исследователей. Генезис этой текстуры интерпретировался самыми разнообразными способами вплоть до воздействия электрических и магнитных сил. С середины XIX в. начались тщательные исследования по измерению ориентировки эллипсоида большой деформации в кливажированных породах (в основном использовалась деформированная ископаемая фауна). Главные плоскости этого эллипсоида были сопоставлены с плоскостью кливажа, и тогда стало ясно, что последний лежит в плоскости k_1k_2 эллипсоида деформации или, что то же самое, перпендикулярен оси максимального укорочения k_3, т. е. представляет собой плоскость «расплющивания» эллипсоида. Впоследствии эти результаты были подтверждены в широко известной работе Э. Клооса (1947). Используя замеры деформированных оолитов (см. ниже), Э. Клоос показал, что при 30 %-ном укорочении вдоль оси k_3 кливаж становится видимым в обнажении и что его интенсивность возрастает с увеличением укорочения. Эти исследования дают теперь возможность использовать кливаж в качестве индикатора деформаций, т. е. решать обратные задачи — по ориентировке поверхностей кливажа восстанавливать *ориентировку оси максимального укорочения*, а также определять величину укорочения элементарных объемов, в которых он развит. Оценки носят обычно полуколичественный характер, а используемые для этого методики основаны на представлениях о морфологии и механизме формирования кливажа обломочных пород (см. разделы 7.2 и 7.3). Достаточно простым полуколичественным методом определения величины укорочения в направлении, перпендикулярном межзерновому кливажу, является **метод, использующий эффект «срезания» обломочных зерен**. Суть этого метода видна на рис. 3.7. Обломочные зерна (чаще всего кварц) уменьшаются в диаметре перпендикулярно оси максимального укорочения за счет растворения под давлением. Но они не увеличивают размеров вдоль оси удлинения, если отсутствуют так называемые «бороды нарастания» вдоль этой оси. Поэтому в данном случае величина деформации равна непосредственно отношению размера зерна вне зоны растворения (т. е. его первоначального диаметра) к его конечной ширине, измеренной перпендикулярно кливажной зоне. Для получения более надежных результатов требуются массовые замеры.



$$k_3 = \frac{l}{l_0}$$

Рис. 3.7. Определение деформации укорочения в породах с межзерновым кливажем по «срезанию» обломочных зерен (по В. А. Галкину)

Тот же принцип лежит и в основе **метода определения укорочения по ложным сдвигам микроскопических жилок** в кливажированных породах (рис. 3.8). В результате растворения под давлением и выноса растворенного вещества из кливажных швов происходит уменьшение объема и создается эффект (ложный) «смещения» жилок. Зная угол наклона жилки к линии, перпендикулярной кливажу, и амплитуду «смещения» вдоль кливажа, можно найти величину x абсолютного укорочения по оси k_3. Далее определяется относительное укорочение некоторого участка шириной l, содержащего n жилок:

$$k_3 = \frac{l}{l_0} = \frac{l}{l + x_1 + x_2 + \ldots x_n}. \qquad (3.2.1)$$

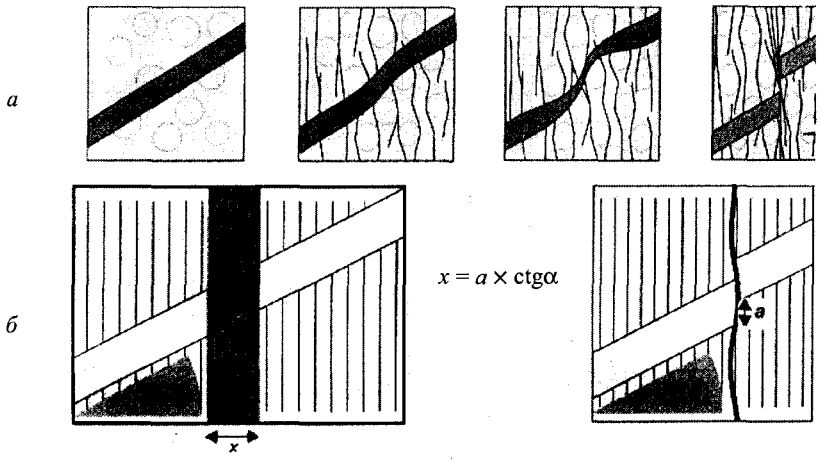


Рис. 3.8. Определение деформации укорочения по «смещению» жил в кливажных швах: *а* — модель образования; *б* — геометрические соотношения (по В. А. Галкину)

Более сложным является так называемый **«метод концентраций»** (Sanson, 1980), в котором сначала определяется концентрация нерастворимых компонентов в микролитонах и выясняется, какая часть вещества (растворимые

компоненты) вынесена из кливажных зон (швов). Зная толщину этих зон после деформации, можно подсчитать их первоначальную толщину, а затем и первоначальную ширину исследуемого участка. Отношение конечной и первоначальной ширины дает величину укорочения.

Недостаток методов определения величины деформации по кливажу — их приблизительный характер и возможность оценки только деформации укорочения. Однако ориентировку оси удлинения k_1 можно определить при наличии в деформируемом объеме структур растяжения (минеральных жил, «бород нарастания»), образующих с кливажем деформационно-химический структурный парагенез (см. параграф 7.7.3). Кроме того, надо иметь в виду существование объемных эффектов при образовании кливажа. Если при деформации объем существенно не изменяется (растворенное вещество переоткладывается в тыльных частях зерен), то можно определить величину укорочения-удлинения. Если же вещество выносится за пределы изучаемого деформируемого объема и откладывается вне его в виде разнообразных жил, то возможно лишь определение величины укорочения, величина же удлинения по оси k_1 в предельном случае стремится к нулю. Таким образом, для определения эллипса деформации в кливажированных породах требуется дополнительно оценить величину изменения объема. Более сложная методика полуколичественной оценки деформации укорочения по степени совершенства кливажа изложена в работе (Ю. О. Гаврилов и др., 1999). Она позволяет оценить влияние объемных эффектов и возможной докливажной анизотропии распределения зерен.

Измерение деформации по включениям, первоначальная форма которых известна. Форма и ориентировка эллипсоида деформации легче всего измеряются по заключенным в породу объектам, первоначально имевшим **сферическую или круглую форму**. Такими объектами являются оолиты, пятна диагенетического изменения, сферические окаменелости (фораминиферы, радиолярии), круглые окаменелости или круглые срезы цилиндрических форм (криноидеи, следы ползания червей). Очень хорошим индикатором деформации являются известняковые оолиты, имеющие довольно правильную шарообразную первичную форму и к тому же не сильно отличающиеся по деформационным свойствам от остальной породы. В процессе деформации шарики превращаются в фигуры эллипсоидальной формы, и на их примере можно показать, как определяется величина деформации по таким объектам.

Примем в первом приближении, что деформированный оолит имеет в разрезе форму эллипса с длинной и короткой полуосями, соответственно a и c (рис. 3.9*а*). Рассмотрим простейший случай, когда вдоль третьей оси, перпендикулярной к плоскости чертежа, деформации не происходило. До деформации оолит в разрезе представлял собой круг радиуса r (рис. 3.9*б*), а объем оолита (в разрезе — площадь) при деформации не изменялся. Исходя из этих предположений, нетрудно, сохраняя площади недеформированного круглого

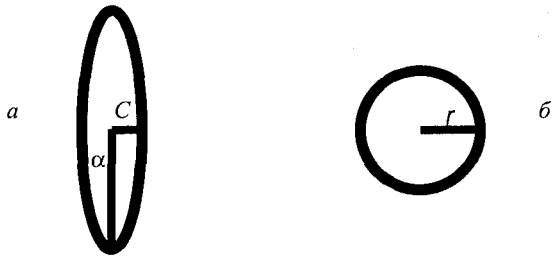


Рис. 3.9. Эллиптическое включение как индикатор величины деформации породы (*а*) и его реконструкция (*б*)

и деформированного эллиптического оолита ($\pi r^2 = \pi a c$), вычислить первичный радиус оолита:

$$r = \sqrt{ac}\,. \tag{3.2.2}$$

Теперь, вспомнив формулу (1.2.2), можно выразить деформацию оолита в «кратной» мере:

$$k_1 = \frac{a}{r};\ k_3 = \frac{c}{r}. \tag{3.2.3}$$

Подставив сюда значение r из формулы (3.2.2.), получим

$$k_1^2 = \frac{a}{c};\ k_1 = \sqrt{\frac{a}{c}};\ k_3^2 = \frac{c}{a};\ k_3 = \sqrt{\frac{c}{a}}. \tag{3.2.4}$$

Иногда отношение длинной и короткой осей эллипса деформации обозначают как R_d (от английских слов *ratio* — отношение и *deformation* — деформация), тогда $k_1^2 = R_d$.

Возведя обе части *равенства* (3.2.2) в квадрат и разделив их на r^2, с учетом (3.2.3) получаем:

$$k_1 k_3 = 1;\ k_3 = \frac{1}{k_1}. \tag{3.2.5}$$

Из последней формулы следует, что величина максимального удлинения деформированного оолита k_1 больше единицы, величина максимального укорочения k_3 меньше единицы, а кратная мера деформации выражается, как мы отмечали ранее, *одним* числом. Если, к примеру, $k_1 = 2$, то $k_3 = 1/2$; другими словами, при деформации оолит удлинился по оси k_1 в два раза, а по оси k_3 укоротился также в два раза.

Если деформация первоначально сферического оолита происходит также и в направлении, перпендикулярном к полуосям a и c, т. е. перпендикулярном к плоскости чертежа (см. рис. 3.9), то в этом более общем случае сфера превращается в трехосный эллипсоид, и к двум названным полуосям эллипсоида добавляется третья полуось b. Сохранение объема оолита при его деформации приводит нас к равенству $4/3\pi\, r^3 = 4/3\pi abc$, позволяющему вычислить радиус оолита до его деформации:

$$r = \sqrt[3]{abc}. \tag{3.2.6}$$

Зная радиус первоначальной сферы, нетрудно определить величину удлинения-укорочения вдоль трех главных осей деформации:

$$k_1 = \frac{a}{r}; k_2 = \frac{b}{r}; k_3 = \frac{c}{r}. \tag{3.2.7}$$

Все приведенные рассуждения и формулы относятся к одному оолиту. Обычно измерения производятся для множества оолитов и путем статистического осреднения дается оценка величины деформации всего изучаемого объема.

Оолиты были детально изучены Э. Клоосом (1947) в известняках кембро-ордовика Аппалачского пояса (США, штат Мэриленд); эта публикация позже была признана выдающейся. Первым этапом его работы было измерение деформации по различного вида оолитам, один из примеров показан на рис. 3.10.

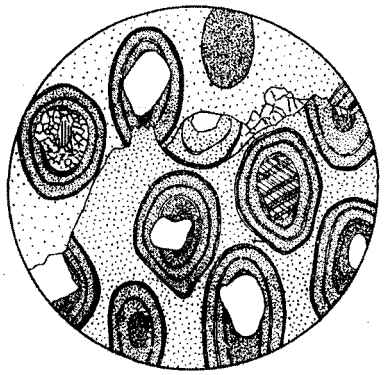


Рис. 3.10. Деформированные оолиты в известняках (по Э. Клоосу)

Из оолитовых известняков изготавливались ориентированные шлифы, причем срезы были параллельны трем главным плоскостям эллипсоида деформации. Измерения производились под микроскопом, где определялись длины трех главных полуосей эллипсоида, а затем рассчитывались удлинения по этим осям. Результаты измерений эллипсоида деформации в отдельных

элементарных объемах были использованы при построении полей деформации для структур более крупного порядка; распределение деформаций в пространстве подвергалось тщательному анализу. На рис. 3.11*а–в* показаны блок-диаграммы в разной степени деформированных пород с оолитами, а на рис. 3.11*г* — схематический разрез так называемой «складки Южных гор», где видны вариации формы и ориентировки эллипсов деформации в разных частях структуры. Это была первая работа, в которой данные о деформации, полученные в каждом обнажении, увязывались друг с другом. Э. Клоос показал также, как форма и ориентировка малых структурных форм (кливаж, линейность, оси складок, системы жил) связана с таковыми эллипсоида большой деформации и, наконец, как региональные вариации деформаций увязываются со строением всего Аппалачского пояса. На рис. 3.12 показано поле деформаций для крупного участка Южных Аппалачей.

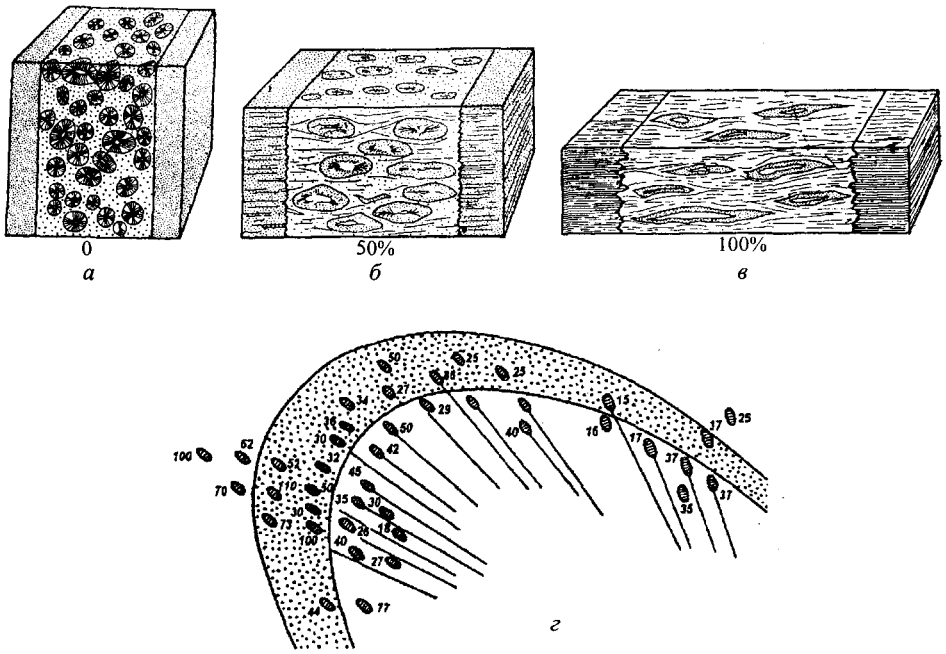


Рис. 3.11. *а* — блок-диаграмма с недеформированными оолитами в породах Южных гор, Аппалачи (Мэриленд и Пенсильвания, США); *б* — деформация равна 50 %; *в* — деформация равна 100 %; *г* — схематический разрез складки Южных Гор, эллипсами показаны форма и ориентировка оолитов, расположенных в ее разных частях (цифры – величина удлинения в «процентной» мере) (по Э. Клоосу)

Многие широко распространенные объекты, которые можно было бы использовать для стрейн-анализа, имеют исходную форму в виде **эллипсов или эллипсоидов**, например гальки. К сожалению, мы не знаем точно ни их первоначальной формы, ни ориентировки их осей. Тем не менее и по ним можно

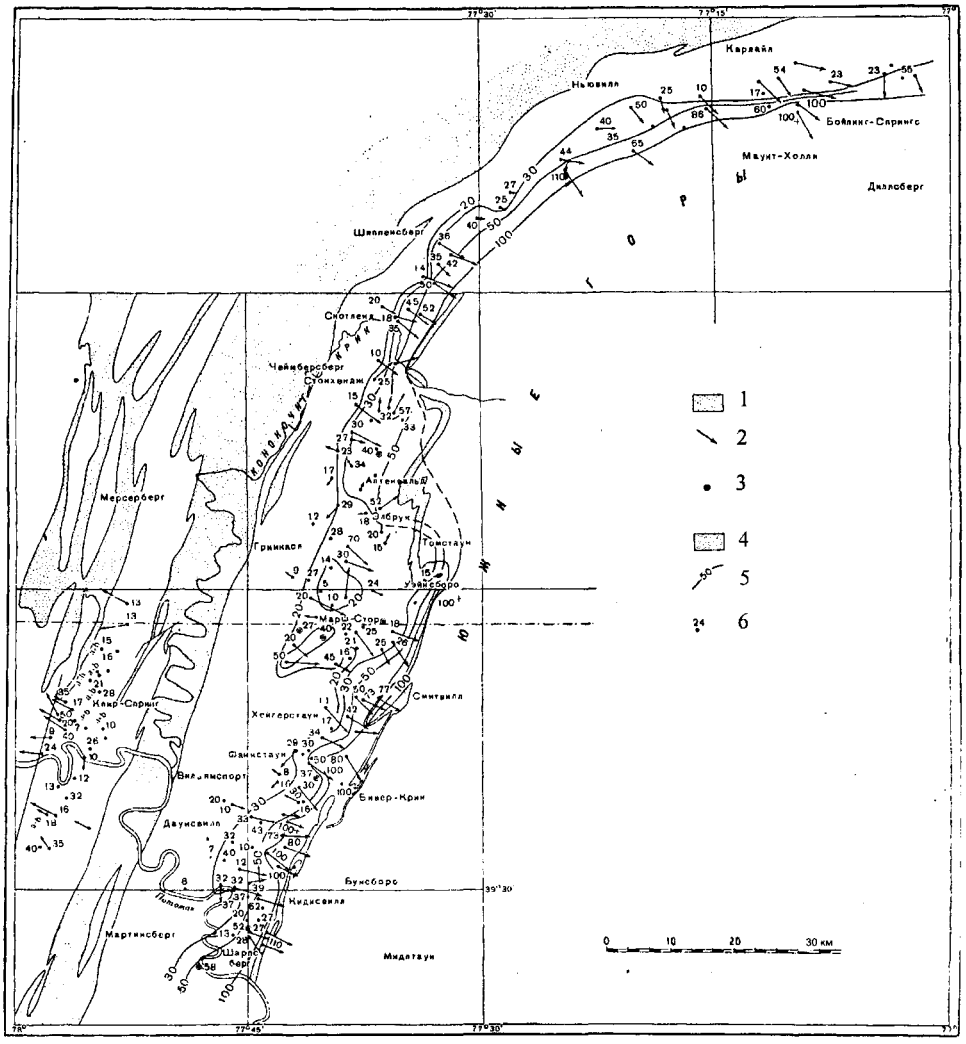


Рис. 3.12. Региональные вариации величины и направления деформации в ордовикских отложениях (не заштриховано) Южных Аппалачей, США. 1 – глинистые сланцы Мартинсберг (ордовик); 2 – направление максимального удлинения оолитов; 3 – максимальное удлинение направлено вертикально; 4 – формация Уэйнсборо (кембрий); 5 – линии равных значений максимального удлинения; 6 – величина максимального удлинения оолитов, выраженная в «процентной» мере (по Э. Клоосу)

оценивать деформацию. Расчеты показывают, что при хаотическом расположении галек даже при двукратном укорочении *ориентировка* длинной оси эллипса деформации не намного будет отличаться от среднего положения длинных осей галек. В природе же встречаются сильно деформированные гальки, удлиненные в несколько, а то и в десятки раз (рис. 3.13).

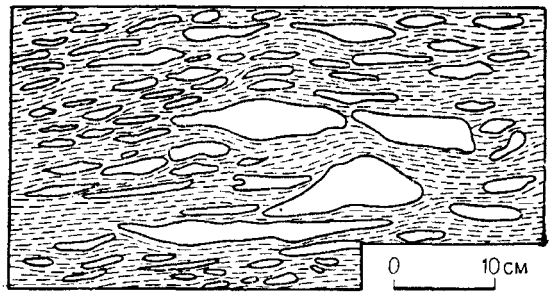


Рис. 3.13. Сильно деформированный конгломерат («хвостатые гальки») (по В. В. Белоусову)

Однако *величину* деформации по соотношению длинной и короткой осей галек непосредственно определить нельзя. Кроме галек встречаются и другие объекты, которые до деформации имели в разрезе эллиптическую форму. Это пятна выщелачивания в глинистых сланцах, пятна в контактово-метаморфических породах, включения в гранитах и т. п. Для всех них Дж. Рэмзи (1967) предложил описанный ниже метод определения большой деформации.

Метод $R_f/\varnothing_f$. Пусть гальки расположены хаотически. Обозначим отношение длинной и короткой осей галек через R_i, а угол между длинной осью и некоторой опорной линией $\varnothing_i$. В начальном состоянии этот угол произволен. Отношение осей галек и их ориентировка после деформации изменятся, назовем эти величины соответственно R_f и $\varnothing_f$. Определив множество значений R_f и $\varnothing_f$, можно найти форму и ориентировку эллипса деформации.

Суть метода можно видеть на рис. 3.14. Справа изображены хаотически расположенные гальки с одинаковым соотношением осей ($R_i = 2$). Их углы с некоторым фиксированным направлением будут совершенно различными и меняться от –90° до +90°. В системе координат R_f — $\varnothing_f$ множество точек, представляющих эти эллипсы, расположатся в виде прямой, параллельной оси абсцисс, совпадающей здесь с длинной осью эллипса деформации (рис. 3.14*а*). В процессе деформации соотношение осей галек сильно изменяется, также появляется предпочтительное направление их ориентировки. На рис. 3.14*б*, *в* деформация невелика ($R_d < R_i$), прямая превращается в кривую колоколообразной формы. При возрастании деформации ($R_d > R_i$) кривая приобретает форму груши (рис. 3.14*г*, *д*). Максимумы $R_{f\max}$ и минимумы $R_{f\min}$ на диаграммах такой формы позволяют найти отношение осей (R_d) эллипса деформации, а отсюда по формуле (3.2.5) — и величину удлинения k_1:

$$R_d^2 = R_{f\max} \times R_{f\min};\ k_1 = \sqrt{R_d}. \qquad (3.2.8)$$

Поясним эту формулу. Примем короткую ось гальки за единицу, тогда длинная ось до деформации будет иметь длину R_i. Максимальное отношение осей после деформации будет иметь галька, параллельная оси удлинения:

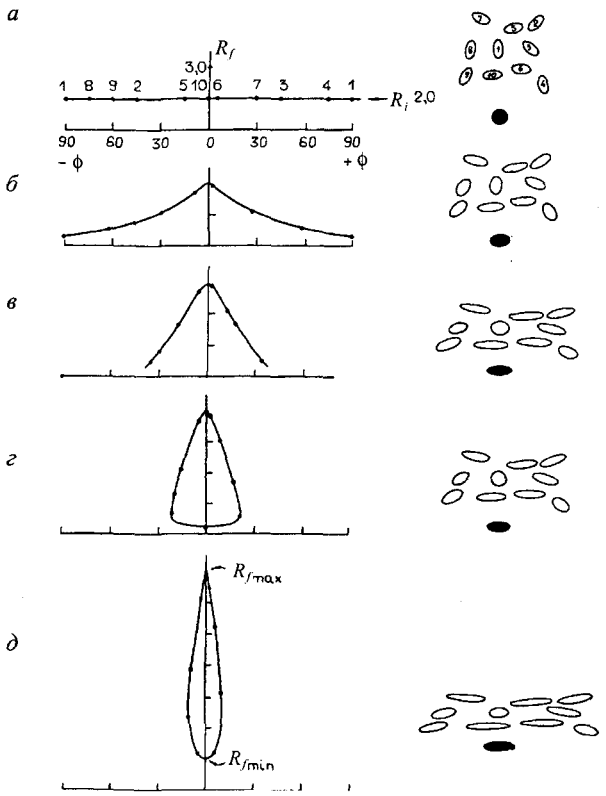


Рис. 3.14. Последовательные стадии (*а–д*) прогрессивной деформации эллиптических объектов ($R_i = 2$), в начальный момент ориентированных хаотически, и соответствующие кривые $R_f - \varnothing_f$ большой деформации (по А. Николя)

$$R_{f\max} = \frac{d_{\max}}{d_{\min}} = \frac{R_i \times k_1}{1/k_1} = R_i \times k_1^2;$$

но так как по формуле (3.2.4)

$$k_1^2 = \frac{a}{c} = R_d, \text{ то}$$

$$R_{f\,max} = R_i \times R_d. \qquad (3.2.9)$$

Минимальное отношение осей будет иметь галька, перпендикулярная оси удлинения:

$$R_{f\,\min} = \frac{d'_{\max}}{d'_{\min}} = \frac{1 \times k_1}{R_i/k_1} = \frac{k_1^2}{R_i} = \frac{R_d}{R_i} \qquad (3.2.10)$$

Умножим выражение (3.2.9) на (3.2.10) и получим:

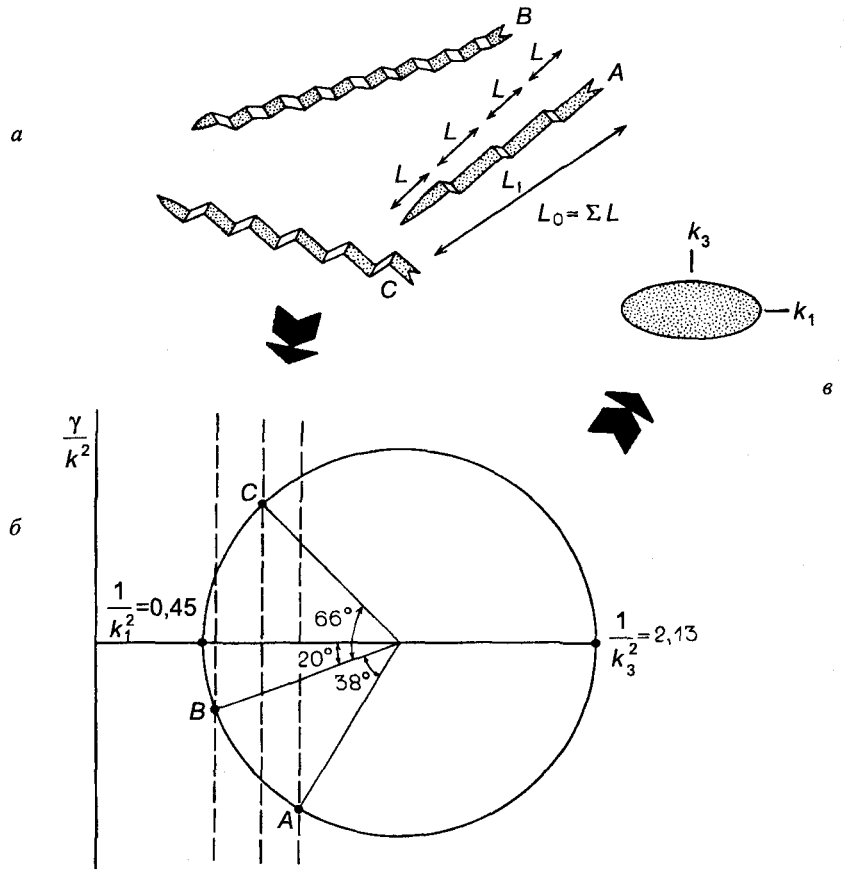
$$R_{f\max} \times R_{f\min} = \frac{R_i \times R_d \times R_d}{R_i} = R_d^2. \qquad (3.2.11)$$

Метод точен и прост, однако непосредственно применим лишь для тел с постоянным соотношением их длинной и короткой осей. Очевидно, что в природе такие объекты вряд ли существуют. Для реальных объектов обычно получают не кривые, подобные изображенным на рис. 3.14, а облако точек. В этом случае подбирают кривую, наилучшим образом описывающую облако, а затем сравнивают эту кривую со множеством расчетных кривых, которые построены для разных первоначальных соотношений осей объектов и эллипса деформации (R_i и R_d). Вторая трудность заключается в том, что эллиптические объекты в недеформированных породах изначально имеют некоторую предпочтительную ориентировку (например, гальки в конгломератах). Эта ситуация требует специального анализа и введения соответствующих поправок. Серьезной проблемой является и то, что гальки обычно более вязкие, чем матрикс, а потому не могут характеризовать полную величину деформации. Кроме того, нередко имеет место растворение под давлением вдоль контакта галька — галька, что искажает их форму и размеры.

Для фанерозойских пород часто используют **ископаемую фауну**. Измерения деформации с помощью окаменелостей были наиболее ранними методами того, что позже назвали стрейн-анализом. Среди этих методов можно выделить две главные группы. Первая основана на измерении удлинений. Обычно используют растянутые белемниты (рис. 3.15) или стволы криноидей. Если найти величину удлинения этих объектов по нескольким различным направлениям (рис. 3.16), можно оценить форму и ориентировку эллипса деформации. Обычно это делается с помощью диаграмм Мора.

Рис. 3.15. Растянутый белемнит, разорванный на ряд отдельных фрагментов (темное), между которыми находится новообразованный кальцит (светлое). Удлинение k_1 составляет примерно 2,25 (по Дж. Дэвису)

Вторая группа методов сводится к анализу изменений первоначальных заведомо прямых углов после деформации. Прямой угол между элементами морфологии имеют многие представители ископаемой фауны, обладающей билатеральной симметрией, такие как брахиоподы, трилобиты и т. п. В решении этих задач также используются круги Мора. Однако в некоторых случаях, если первоначальная форма объектов хорошо известна, например близка к полукругам у брахиопод (рис. 3.17), эллипс деформации можно определить путем несложных вычислений, используя формулы (1.2.2), (1.2.5), (1.2.6).


а
B
A
C
L
L
L

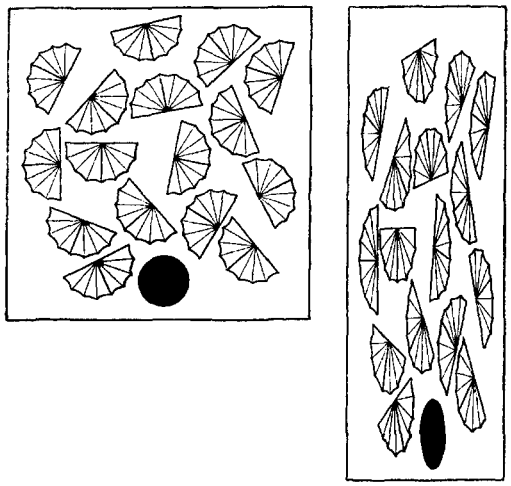


Рис. 3.17. Деформация различно ориентированных брахиопод: *а* — до деформации; *б* — после укорочения в два раза в горизонтальном направлении и соответствующего удлинения в вертикальном направлении (по В. В. Белоусову)

образца), а породу, ограниченную *естественной* границей слоев. Как уже говорилось, одним из механизмов складкообразования является изгиб слоев в замках складок с неизбежным проскальзыванием одних слоев относительно других на крыльях складок. Это означает, что на крыльях складок осуществляется простой сдвиг. Его величину можно определить по величине угла, образуемого секущим кливажем и нормалью к слоистости (рис. 3.18). Как было упомянуто выше, на предскладчатом этапе горизонтального укорочения слои еще залегают горизонтально. Поэтому кливаж ориентируется перпендикулярно оси максимального укорочения, т. е. вертикально и по нормали к подошве и кровле слоя, и тем самым образует вместе с подошвой и кровлей естественную ортогональную «сетку» (рис. 3.18*а*). Искажение этой «сетки» при складкообразовании как раз и позволяет определить величину простого сдвига вдоль слоистости, т. е. сдвиг кровли слоя относительно его подошвы (рис. 3.18*б*). Заметим, что от нормали к слоистости кливаж в слоях с малой вязкостью η_2 (например, в глинистых слоях) отклоняется на больший угол (δ_2), чем кливаж в слоях с большей вязкостью η_1 (например, в песчаных слоях) (угол δ_1). То есть у маловязких слоев сдвиг имеет бóльшую величину в соответствии с формулой (1.2.16): $\gamma_2 > \gamma_1$. Как мы видели выше, деформация сдвига обусловлена касательными напряжениями; скорость этой деформации определяется формулой (1.4.5). Поскольку на крыле складки как на вязкие, так и на маловязкие слои действует одно и то же касательное напряжение τ, то эту формулу можно представить в виде:

$$\tau = \eta_1 \dot{\gamma}_1 = \eta_2 \dot{\gamma}_2. \qquad (3.2.12)$$

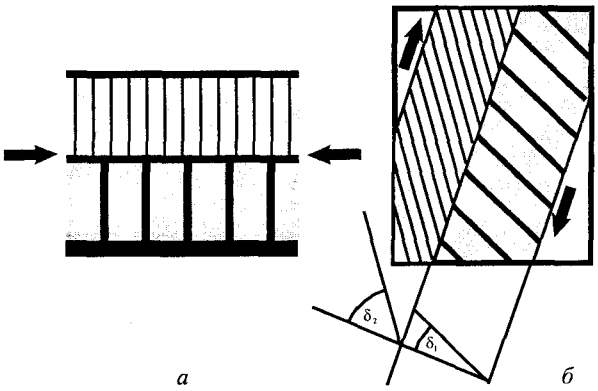


Рис. 3.18. Преломление кливажа в осадочном ритме, состоящем из слоев песчаника (темно-серый цвет) и глинистого сланца (светло-серый цвет), как индикатор деформации простого сдвига вдоль слоистости на этапе складкообразования (*б*). На предскладчатом этапе (*а*) при небольшом горизонтальном укорочении и утолщении слоев в обстановке горизонтального сжатия в обоих слоях возник вертикальный кливаж

Из анализа формулы (3.2.12) следует:

$$\frac{\dot{\gamma}_2}{\dot{\gamma}_1} = \frac{d\gamma_2/dt}{d\gamma_1/dt} = \frac{\eta_1}{\eta_2},$$

откуда после сокращения числителя и знаменателя средней части равенства на dt и интегрирования, а также с учетом формулы (1.2.16) получаем:

$$\frac{\mathrm{tg}\delta_2}{\mathrm{tg}\delta_1} = \frac{\eta_1}{\eta_2}. \qquad (3.2.13)$$

Соотношение вязкостей разных слоев (η_1/η_2), фигурирующее в правой части равенства (3.2.13), иногда называют «контрастом вязкости». Таким образом, по «преломлению» кливажа в смежных слоях (см. рис. 3.18*б*) можно составить представление не только о величине простого сдвига в этих слоях при складкообразовании, но и о контрасте вязкости этих слоев. Этот параметр существенно влияет на этапность процесса складкообразования. При малом контрасте вязкости предскладчатый этап горизонтального укорочения и компенсационного утолщения слоев длится достаточно долго и в слоях развивается секущий кливаж (см. рис. 3.18*а*). А вот при значительном контрасте вязкости предскладчатый этап практически отсутствует, секущий кливаж не «успевает» развиться, зато из-за взаимного проскальзывания слоев на собственно складчатом этапе в маловязких слоях развивается кливаж, параллельный слоистости, при отсутствии кливажа в более вязких слоях. Значительный контраст вязкости имеет место на небольших глубинах, когда еще сохраняются

индивидуальные деформационные свойства пород. В отличие от этого на больших глубинах литостатическое давление и температура «нивелируют» эти свойства, поэтому в таких условиях контраст вязкости смежных слоев существенно уменьшается. Более того, известняки, на небольших глубинах и при низких температурах значительно более вязкие, чем глинистые сланцы, в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма испытывают как бы «инверсию вязкости», становясь менее вязкими, чем глинистые сланцы. Этот эффект находит подтверждение как в характере «преломления» кливажа (см. рис. 3.18*б*) в переслаивающихся слоях известняков и сланцев, так и в результатах экспериментов по совместной деформации известняка и глинистого сланца при высоких давлениях и температурах.

3.2.3. Деформации пачек слоев горных пород

Для пачки слоев естественными границами являются ее подошва и кровля, а также осевые поверхности смежных складок. Рассмотрим простейший случай — крыло прямой остроугольной складки, в пределах которого длина и мощность слоев в процессе складкообразования не изменяются. Как мы уже говорили, в этом случае механизмом деформации является взаимное проскальзывание смежных слоев, т. е. вся пачка испытывает простой сдвиг вдоль слоистости с одновременным вращением крыла складки (рис. 3.19). Величина этого сдвига определяется углом δ между нормалью к слоистости и осевой плоскостью складки; этот угол равен углу падения слоев и является дополнением до 90° угла между осевой плоскостью и слоистостью. Факт и величину этого сдвига легко установить с помощью простого эксперимента с пачкой листов бумаги, на торец которой предварительно нанесена линия, перпендикулярная пачке. При взаимном проскальзывании листов эта линия отклоняется от нормали на угол сдвига δ.

Описанную деформацию слоистой пачки на крыле складки можно представить и иначе, а именно как сочетание горизонтального укорочения (сближения осевых плоскостей смежных антиклинали и синклинали при переходе от рис. 3.19*а* к рис. 3.19*б*) с вертикальным простым сдвигом вдоль осевых плоскостей обеих смежных складок. Нетрудно видеть, что горизонтальное укорочение k_3 представляет собой отношение горизонтальной проекции слоев (т. е. расстояния между осевыми плоскостями этих смежных складок) к длине этих слоев (оба эти параметра являются соответственно катетом и гипотенузой в прямоугольном треугольнике, образованном названной проекцией, самим слоем и осевой плоскостью):

$$k_3 = \cos\delta. \qquad (3.2.14)$$

Напомним, что δ — это угол между нормалью к слоистости и осевой плоскостью складки, который одновременно является углом падения слоев.

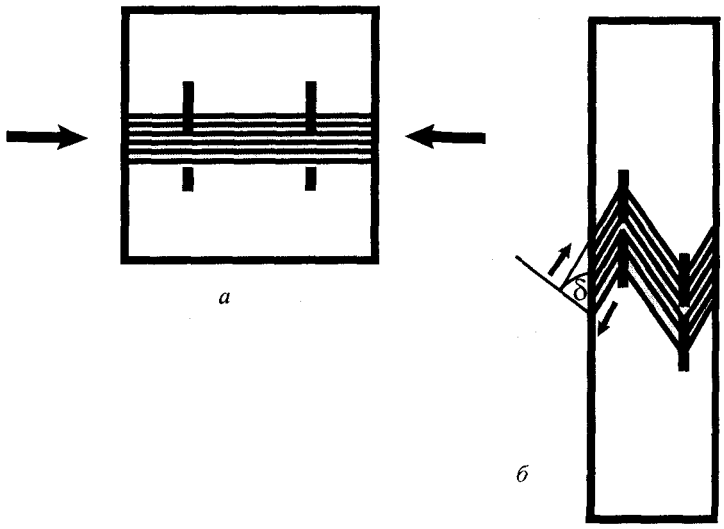


Рис. 3.19. Угол между нормалью к слоистости и осевой плоскостью (δ) как индикатор деформации простого сдвига в пачке слоев на крыле складки при их взаимном проскальзывании

3.2.4. Деформации слоистых толщ

Теперь рассмотрим в качестве интересующего нас тела, испытывающего деформацию, *слоистую толщу* (рис. 3.20). До деформации слои залегали горизонтально и в пределах нашего тела (как обычно, для простоты имеющего квадратную форму) имели длину l_0 (рис. 3.20*а*). После деформации горизонтального укорочения в k раз в соответствии с формулой (3.2.5) квадрат превратился в прямоугольник, а слои испытали складкообразование. Очень часто при складкообразовании мощность слоев на *крыльях* складок сохраняется практически первоначальной (изменение происходит в складках со значительной асимметрией и складках в пачках слоев с не очень большим контрастом вязкости). Мощность слоев (особенно маловязких глинистых) возрастает в *замках* складок. Ее значительное увеличение наблюдается в замках остроугольных складок, но в таких складках длина замковой части слоя существенно меньше длины слоя на крыльях. В дуговидных же складках мощность слоев в замках увеличена не столь сильно. Поэтому в первом приближении можно считать, что в процессе складкообразования мощность слоев в слоистых толщах со значительным контрастом вязкости существенно не изменяется ($l \approx l_0$). Следовательно, в силу сохранения объема слоев существенно не изменяется и их длина. Это означает, что величину горизонтального укорочения слоистого массива можно оценивать величиной отношения длины смятых в складки слоев (что соответствует ширине слоистого массива до складчатой деформации, см. рис. 3.20*а*) к длине их горизонтальной проекции l_x, соответствующей ширине слоистого массива после деформации (см. рис. 3.20*б*):

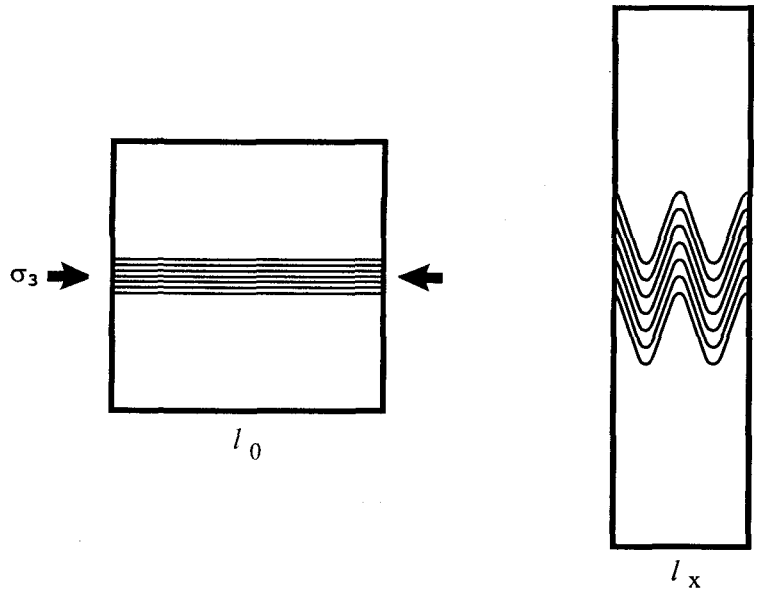


Рис. 3.20. Отношение длины слоев (l_0), не изменившейся при складкообразовании, к их горизонтальной проекции (l_x) как показатель величины вертикального удлинения и компенсационного горизонтального укорочения смятой в складки толщи (по А. В. Вихерту)

$$k_1 = \frac{l_0}{l_x};\ k_3 = \frac{1}{k_1} = \frac{l_x}{l_0}. \qquad (3.2.15)$$

Формула (3.2.15) и методика оценки длины слоев на складчатом разрезе с помощью курвиметра предложены А. В. Вихертом.

Формулу (3.2.15) можно уверенно применять, если на крыльях складок включения не деформированы, т. е. мощность и длина слоя на крыле не изменены в процессе деформации. Обычно такая ситуация характерна для некливажированных толщ (другими словами, толщ с большим контрастом вязкости слоев). Однако в толщах с кливажем, которые занимают большое место во многих складчатых областях, породы на крыльях складок заведомо деформированы, а значит слои изменили свою первоначальную длину, и, следовательно, эту формулу уже нельзя применять безоговорочно. Но если у нас имеются сведения о величине внутрислойных деформаций, то мы можем оценить изменения в длине слоя и внести поправки для восстановления длин слоев и их мощностей до их исходных размеров, как это предлагается, например, Дж. Рэмзи.

3.2.5. Деформации массивов горных пород

Здесь имеются в виду геологические тела, сложенные либо массивными (неслоистыми) толщами, либо слоистыми толщами, претерпевшими складко-

образование в свое время, а в рассматриваемую нами эпоху снова испытывающие деформацию. В качестве примеров можно привести интрузивные тела или участки складчатого фундамента платформ. Первоначальная, додеформационная форма тел такого масштаба, как правило, неизвестна. Поэтому реконструкция их деформации или оценка ее величины весьма проблематичны. Единственный простейший случай, поддающийся весьма скромному решению, — это случай *малой* деформации таких тел. Как было указано выше, малой считается деформация, при которой удлинение и укорочение тела не превышают 1 %. Для оценки такой деформации описанные выше первоначально сферические зерна или включения совершенно непригодны, так как соответствующий эллипсоид малой деформации практически неотличим от первоначальной сферы. В качестве индикатора деформации в данном случае выступают трещины (или разрывы) скалывания. Напомним, что трещины скалывания возникают под действием касательных напряжений, которые, в свою очередь, ориентированы под углом скалывания меньше 45° к оси максимального сжатия. Оговорка «меньше 45°» одновременно и облегчает, и затрудняет процесс реконструкции деформации.

Начнем с положительного аспекта этой оговорки. Если бы трещины скалывания возникали под действием *максимальных* касательных напряжений, т. е. *строго* под углом 45° к осям максимального сжатия и растяжения, то сопряженные трещины были бы взаимно перпендикулярны (рис. 3.21*а*). Зафиксировав такие природные трещины в вертикальном обнажении, мы могли бы лишь констатировать, что одна из главных осей напряжений ориентирована вертикально, а другая — горизонтально, но какая именно — неизвестно. А вот в случае угла скалывания меньше 45° (рис. 3.21*б*) появляется определенность — в этом случае ось максимального сжатия реконструируется как горизонтальная.

Отрицательный аспект оговорки «меньше 45°» заключается в следующем. Если после возникновения сопряженных трещин (см. рис. 3.21*б*) деформация горизонтального укорочения массива продолжится, то эти трещины в соответствии с формулой (1.2.14) начнут разворачиваться таким образом, чтобы угол между ними и осью максимального сжатия стал увеличиваться. В результате этот угол может достичь значения 45°, когда, как мы видели выше (см. рис. 3.21*а*), установить ориентировку оси максимального сжатия невозможно. Если же этот угол превысит значение 45° (рис. 3.21*в*), то по новой ориентировке трещин скалывания легко можно сделать ошибочное заключение о вертикальности данной оси.

Таким образом, в случае *значительной* деформации массива лишь по ориентировке сопряженных трещин скалывания нельзя судить не только о величине деформации, но даже о ее направлении, т. е. об ориентировке осей максимального сжатия и растяжения, и только в случае малой деформации массива удается реконструировать ориентировку этих осей. Однако сам факт «малости»

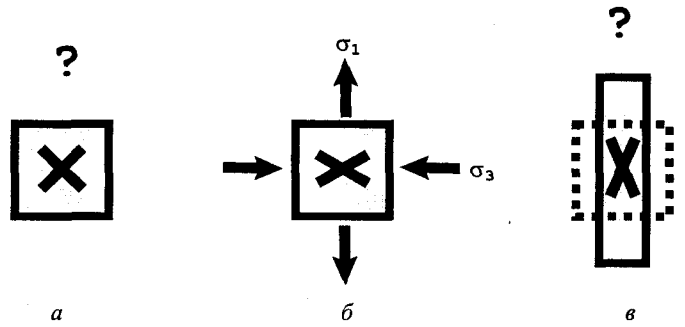


Рис. 3.21. Трещины скалывания как индикатор ориентировки главных осей напряжений, под действием которых эти трещины образовались, в случае *малой* деформации рассматриваемого тела. Только в случае *б* однозначно реконструируется ориентировка оси максимального сжатия (σ_3) вдоль биссектрисы острого угла между трещинами и оси максимального растяжения (σ_1) вдоль биссектрисы тупого угла. В случае *а* возникает неопределенность из-за наличия прямого угла между трещинами, а в случае *в* при *значительной* деформации удлинения-укорочения трещины, которые при малой начальной деформации были ориентированы подобно случаю *б*, испытывают поворот (см. рис. 1.4), и острый угол между ними превращается в тупой, также создавая неопределенность

деформации можно установить, если известна величина угла скалывания, образуемого, как уже говорилось, трещиной и осью максимального сжатия. Обычно принимается (хотя в каждом конкретном случае это никак не доказывается), что она в среднем составляет 30°. Если при последующей деформации укорочения вдоль этой оси трещина повернется, но ее угол с названной осью не превысит 45°, то при подстановке в формулу (1.2.14) этих двух значений ($\alpha_0 = 30°$ и $\alpha = 45°$) мы получаем величину удлинения вдоль оси максимального растяжения $k_1 \leq 1{,}3$, другими словами, удлинение примерно в 1,3 раза и соответственно укорочение вдоль оси максимального сжатия k_3 также примерно в 1,3 раза.

Этот расчет приведен лишь для общей ориентировки в ситуации. В реальности угол скалывания α_0 для конкретного массива неизвестен.

Таким образом, определение величины деформации массива горных пород, как правило, весьма затруднительно или невозможно. Реально удается определить лишь ориентировку главных осей деформации, причем с теми оговорками, которые были высказаны выше. Эта ориентировка тем надежнее, чем меньше величина деформации. В случае *малой* деформации ориентировка главных осей деформации совпадает с ориентировкой главных осей напряжений.

3.3. ПОЛЯ ДЕФОРМАЦИЙ РАЗНОГО РАНГА

Напомним, что поле деформаций или напряжений некоторого геологического тела — это совокупность значений деформации (напряжения) элементарных объемов, из которых состоит интересующее нас тело. Поскольку

деформация, как и напряжение, — это тензор, то и поле соответствующих значений — поле деформаций или напряжений — представляет собой тензорное поле. Как уже говорилось в главе 1, различают *однородные* и *неоднородные* поля деформаций и напряжений (чаще называют однородными и неоднородными деформациями первые).

Вернемся к рассмотренной выше складчатой структуре. Для простоты изложения представим ее в виде одинаковых прямых остроугольных складок с углом падения слоев на крыльях $\alpha = 60°$ в предположении, что в процессе складкообразования мощность слоев на крыльях не изменялась (рис. 3.22*а*). Как мы видели выше, угол падения слоев в этом случае равен углу сдвига δ на крыле складки, и в соответствии с рис. 3.19*б* и формулой (3.2.14) горизонтальное укорочение слоистой толщи составляет $k_3 = \cos\delta = \cos\alpha = \cos 60° = {}^1/_2$, т. е. укорочение в два раза. Ранее было подчеркнуто, что при достаточно большом количестве складок поле деформаций слоистой толщи, такой как изображена на рис. 3.22*а*, можно считать однородным. В частности, одним из критериев однородности поля деформации слоистой толщи как геологического тела является тот факт, что зеркало складчатости — последеформационный эквивалент слоистости — сохранило горизонтальное положение.

Теперь выделим на рис. 3.22*а* одну из антиклиналей, ограниченную осевыми плоскостями двух смежных синклиналей, и рассмотрим поле деформаций этого геологического тела (рис. 3.22*б*). Здесь уже нельзя говорить об однородности поля деформаций, поскольку первоначально прямолинейные слои изогнулись. Однако, если мы рассмотрим каждую из половин этого тела

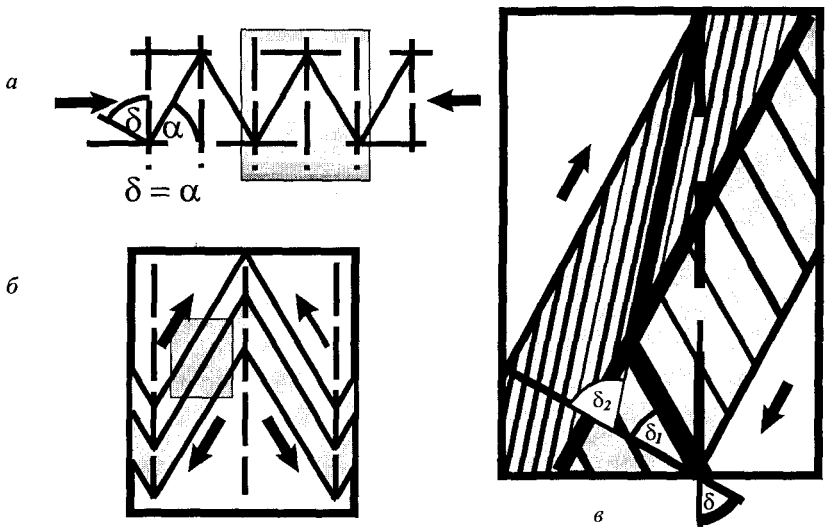


Рис. 3.22. Неоднородность поля деформаций разного ранга подчиняется определенной закономерности — «излишняя» деформация в одном месте компенсируется столь же «излишней» деформацией в соседнем месте. (*пояснение в тексте*)

(крыльев антиклинали) по отдельности, то придем к заключению, что в пределах каждой из них поле деформаций отличается однородностью (прямолинейность слоев сохранилась, равно как и их взаимная параллельность). Как мы видели выше (см. рис. 3.19*б*), деформация каждого из крыльев может быть представлена как сочетание горизонтального укорочения (сближения осевых плоскостей смежных складок) со сдвигом вдоль этих осевых плоскостей. В соответствии с формулой (3.2.14) величина горизонтального укорочения совпадает с величиной горизонтального укорочения всей слоистой толщи в целом (в нашем случае в два раза). Величина сдвига на обоих крыльях также одинакова, но на левом крыле антиклинали (см. рис. 3.22*б*) этот сдвиг левосторонний, а на правом крыле — правосторонний. Другими словами, сдвиг на левом крыле как бы компенсирует сдвиг на правом крыле. Таким образом, неоднородность поля деформаций рассматриваемой антиклинали подчиняется определенной закономерности — «излишняя» деформация на одном крыле компенсируется столь же «излишней» деформацией на другом крыле, а в «сухом остатке» мы имеем одну и ту же деформацию горизонтального укорочения на обоих крыльях, величина которой совпадает с величиной горизонтального укорочения всей слоистой толщи.

Теперь рассмотрим геологическое тело, которое составляет часть левого крыла антиклинали, изображенной на рис. 3.22*б*, — один осадочный ритм, состоящий из более вязкого (например, песчаного) и менее вязкого (например, глинистого) слоев. Как мы уже видели, все крыло антиклинали, состоящее из достаточно большого количества слоев, являет собой пример однородного поля деформаций. А вот в выделенном осадочном ритме (рис. 3.22*в*) поле деформаций неоднородно. Этот факт устанавливается по «преломлению» кливажа в слоях разного состава. Выше было показано, что на предскладчатом этапе поверхности кливажа во всех слоях ориентированы одинаково (см. рис. 3.18*а*), поэтому их «преломление» в процессе складкообразования (см. рис. 3.18*б*) является одним из показателей неоднородности поля деформаций в пределах осадочного ритма. В слое песчаника величина сдвига вдоль слоистости ($\gamma_1 = \operatorname{tg} \delta_1$) меньше, чем в глинистом слое ($\gamma_2 = \operatorname{tg} \delta_2$). В то же время поверхности кливажа в слое песчаника направлены по падению в сторону осевой плоскости антиклинали (так называемый «прямой веерообразный кливаж»), а в глинистом слое — в противоположную сторону (так называемый «обратный веерообразный кливаж»). Полевые наблюдения над кливажем показали, что такая ориентировка не случайна. Довольно часто прямая, соединяющая начало поверхности кливажа в подошве осадочного ритма и ее окончание в кровле этого ритма (так называемая «хорда кливажа»), параллельна осевой плоскости складки (см. рис. 3.22*в*). Этот факт свидетельствует о следующей закономерности. Как мы видели (см. рис. 3.19*б*), деформацию на всем крыле антиклинали в целом можно представить в виде сдвига вдоль слоистости, величина которого равняется $\gamma = \operatorname{tg}\delta$, где δ — угол между нормалью к слоистости и осевой плоскостью. В песчаном

слое $\delta_1 < \delta$, поэтому в нем величина сдвига γ_1 меньше, чем величина сдвига γ на всем крыле в целом. А в глинистом слое, напротив, $\delta_2 > \delta$, поэтому в нем величина сдвига γ_2 больше, чем величина сдвига γ на всем крыле в целом. Другими словами, и в этом случае неоднородного поля деформаций просматривается определенная компенсация: «недостаток» сдвига в песчаном слое компенсируется «избытком» сдвига в глинистом слое. Если же «хорда кливажа» не параллельна осевой плоскости, а имеет падение в сторону осевой плоскости антиклинали, то «дефицит сдвига» вдоль слоистости компенсируется межслоевым скольжением, фиксируемым по зеркалу скольжения с кварцевым или кальцитовым выполнением, с бороздами скольжения соответствующего направления.

Если мы теперь перейдем на структурный уровень еще более высокого ранга и рассмотрим поле деформаций только в песчаном слое, то из взаимной параллельности поверхностей кливажа в пределах этого слоя мы можем сделать заключение об однородном поле деформаций в этом слое. Но если мы в пределах слоя выделим геологическое тело, состоящее из зерна песчаника, окруженного цементом, то в таком теле поле деформаций будет уже неоднородным, поскольку цемент деформирован гораздо сильнее, чем обломочное зерно. В этом случае «недостаток» деформации зерна компенсируется «избыточной» деформацией цемента, с тем чтобы общая деформация песчаного слоя составляла уже упомянутую величину $\gamma_1 = \mathrm{tg}\delta_1$.

На приведенном простом примере видно, что субординация полей деформаций разного ранга подчиняется некоторым закономерностям. Одна из них, подмеченная выше, состоит в том, что неоднородное поле деформаций более высокого ранга сбалансировано таким образом, чтобы обеспечить однородность поля деформаций более низкого ранга. Еще раз перечислим геологические тела, описанные в нашем примере, в ранговом порядке с указанием однородности или неоднородности зафиксированного в них поля деформаций: 1) складчатая слоистая толща (однородное поле); 2) отдельная складка (неоднородное поле); 3) крыло складки (однородное поле); 4) осадочный ритм на крыле (неоднородное поле); 5) песчаный слой в этом ритме (однородное поле); 6) обломочное зерно песчаника с окружающим цементом (неоднородное поле).

3.4. ПРИБЛИЗИТЕЛЬНАЯ КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ДЕФОРМАЦИЙ И НАПРЯЖЕНИЙ

Выше речь шла о более или менее строгих *количественных* оценках величины деформации геологических тел разного ранга. Существуют методы менее строгих оценок величины не только деформаций, но и напряжений, которые иногда называют *полуколичественными*.

3.4.1. Понятие о стрейн-фациях («тектонофациях») и полуколичественная оценка деформаций

Понятие о так называемых «тектонофациях» ввел в тектонофизику Е. И. Паталаха. Им выделено 10 тектонофаций в порядке возрастания степени деформации складчатых массивов горных пород. При этом каждая тектонофация характеризуется определенным набором структурных форм (складчатость, кливаж и т. п.). Принцип выделения тектонофаций показан на весьма условной и упрощенной схеме (рис. 3.23). Для тектонофации «*а*» характерна пологая складчатость, для тектонофации «*б*» — более сжатая складчатость, для тектонофации «*в*» — складчатость, близкая к изоклинальной. С помощью этой методики были построены тектонофациальные карты различных регионов.

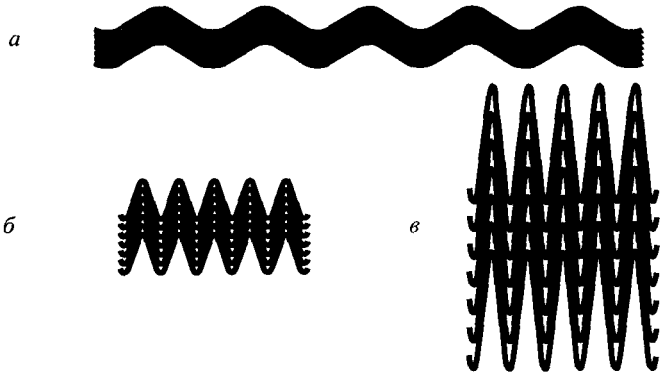


Рис. 3.23. Принцип выделения тектонофаций (по Е. И. Паталахе, с упрощением)

В настоящее время термин «тектонофация» требует уточнения в связи с развитием методов, называемых «стрейн-анализом» (от англ. *strain* — «деформация») и «стресс-анализом» (от англ. *stress* — «напряжение»). Поэтому термин «тектонофация» в понимании Е. И. Паталахи оказался слишком широким, поскольку, как упомянуто выше, он предполагает полуколичественную оценку только величины деформации. Вместо него уместно ввести термин «*стрейн-фация*», с тем чтобы можно было пользоваться родственным термином — «*стресс-фация*», который по смыслу также является «тектонофацией» и о которой пойдет речь в следующем параграфе.

3.4.2. Понятие о стресс-фациях и качественная оценка величины напряжений

Термин «стресс-фация» ввел совсем недавно В. А. Галкин. Он предполагает даже не полуколичественную, а всего лишь *качественную* оценку уровня действовавших напряжений. Выделение стрес-фаций находится в стадии разработки, поэтому поясним только его принцип на простом примере. Допустим, мы установили, что одна и та же порода в одних условиях испытала

пластическую деформацию (с удлинением по одной оси и укорочением по другой обломочных зерен, но с сохранением их целостности), а в других условиях — разрывную деформацию (с катаклазом, т. е. раздроблением зерен). В первом случае был превзойден лишь предел упругости породы, а во втором — также и предел прочности. Поэтому мы можем говорить об умеренных напряжениях в первом случае (более «низкая» стресс-фация) и о повышенных напряжениях — во втором случае (более «высокая» стресс-фация).

3.4.3. Количественная оценка величины напряжений в простейших случаях

Приведем пример одного из таких случаев. Если дифференциальную форму закона вязкого течения, выражаемого формулой (1.4.4), проинтегрировать по времени, то получим следующую форму этого закона:

$$\frac{\sigma t}{\eta} = 2 \ln k_1. \qquad (3.4.1)$$

Напомним, что k_1 — это величина деформации максимального удлинения тела, обладающего вязкостью η, под действием девиаторного напряжения σ. Эта формула предполагает, что за время деформации t вязкость и напряжение остаются либо неизменными, либо осредненными.

Теперь применим формулу (3.4.1) к процессу превращения горизонтальной слоистой толщи в складчатый массив. Горизонтальное укорочение и компенсационное утолщение по вертикали таких толщ (k_1) составляет от 1,1 (весьма пологая складчатость) до 5 раз (тесно сжатая, почти изоклинальная складчатость). Однако натуральный логарифм числа гораздо менее изменчив, чем само это число, поэтому величина $2 \ln k_1$, фигурирующая в формуле (3.4.1), изменяется в пределах от 0,3 до 3. Таким образом, можно считать, что эта величина постоянна и равна 1 с точностью до половины порядка. Ее можно назвать «константой складчатости». С учетом этого обстоятельства формулу (3.4.1) можно, по порядку величины, записать следующим образом:

$$\frac{\sigma t}{\eta} : 1. \qquad (3.4.2)$$

Длительность процесса складкообразования, по данным о возрасте слоистых толщ и срезающего их углового несогласия, составляет $t \sim 1$ млн лет (с точностью до половины порядка, от сотен тысяч до первых миллионов лет). Вязкость осадочных толщ, как мы упоминали выше, имеет порядок $\eta \sim 10^{18}$ Па·с. Подставляя эти два значения в формулу (3.4.2), получаем: $\sigma \sim 0{,}03$ МПа. Другие возможные значения величины складкообразующих напряжений σ, исходя из менее вероятных значений t и η, приведены в номограмме на рис. 3.24,

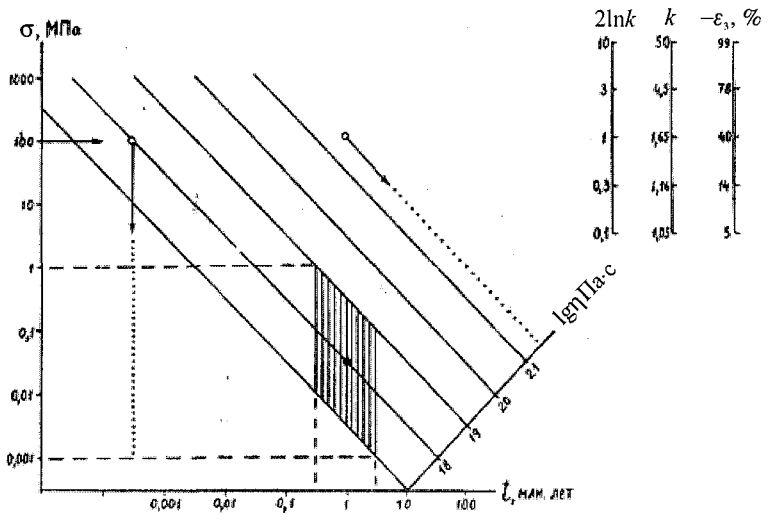


Рис. 3.24. «Константа складчатости» (пояснения в тексте)

на которой градуировка осей координат произведена в логарифмическом масштабе.

Этот результат заставляет задуматься о природе сил, ответственных за складкообразование. Так, типичные плитотектонические силы, т. е. силы, приложенные к литосферным плитам, имеют порядок 5×10^{12} Н/м (Теркот, Шуберт, 1985). Эта величина характеризует силу, приложенную к каждому погонному метру длины плиты, измеренной по нормали к этой силе. С учетом характерной мощности литосферной плиты порядка 100 км = 10^5 м можно оценить типичное плитотектоническое напряжение $\sigma \sim 5\times10^7$ Па = 50 МПа, т. е. на три порядка больше величины складкообразующих напряжений. Поэтому считать складчатость результатом простого сближения плит — это все равно что думать, будто можно раскалывать грецкие орехи с помощью сближающихся железнодорожных вагонов. Все будет расплющено до неузнаваемости как в случае с вагонами, так и в случае с плитами! В то же время оценка величины напряжений, возникающих в процессе конвекции в осадочной толще, «подогреваемой» и метаморфизуемой тепловым импульсом снизу (см. выше), оказывается примерно того же порядка (Гончаров, 1988), что и оценка на основе формулы (3.4.2).

ГЛАВА 4

СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ

Изложение материала данной главы начнем с терминологии. Исторически термин «парагенезис» раньше появился в минералогии и петрологии. Однако в структурной геологии гораздо чаще употребляется сокращенная форма этого термина — «парагенез».

Парагенез — это совокупность (сообщество) некоторых элементов (членов парагенеза), находящихся в земной коре *совместно* и сформированных в *единой* обстановке. Например, горная порода (скажем, гранит) — это совокупность минералов (в данном примере — кварца, полевого шпата и слюды). Любопытно, что люди сначала имели понятие только о горных породах (гранит, песчаник, мрамор и др.) как о строительных материалах и лишь впоследствии они распознали составляющие эти породы минералы или зерна. То есть сначала человек получил представление о *парагенезе* и лишь потом «разобрался» с его *элементами*.

Парагенетический анализ дает возможность повысить уровень обобщений в соответствии с поговоркой «увидеть за деревьями лес» (который, кстати, также представляет собой парагенез, в данном случае ботанический, а его элементами являются отдельные виды деревьев). Поэтому парагенетический анализ давно применяется в геологии.

Структурная геология очень сильно отстала в применении парагенетического анализа. Лишь в 60-е гг. XX в. термин «парагенез структур» был введен А. В. Лукьяновым. В учебник по структурной геологии он вошел еще позже — в середине 1980-х гг. (Белоусов, 1986). До применения структурно-парагенетического анализа в геологических отчетах и публикациях описывались лишь отдельные структурные формы (например, антиклинали и разделяющие их синклинали с подробным структурно-вещественным описанием их крыльев и замков и т. п.). Это порождало чрезвычайную громоздкость и многословность тектонических разделов отчетов и публикаций.

Итак, *структурный парагенез — это совокупность структурных форм, сформировавшихся в определенной геодинамической обстановке.* Давайте разберемся, что же такое «геодинамическая обстановка» и можно ли привести совокупность таких обстановок в определенную систему.

4.1. ЭЛЕМЕНТАРНЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

В физике принято все скалярные, векторные и тензорные величины представлять в системе ортогональных (прямоугольных) координат. Пойдем по

этому пути и в нашем случае. Назовем «*элементарной геодинамической обстановкой*» такую обстановку, когда главные оси нормальных *девиаторных* напряжений или оси максимальных касательных напряжений ориентированы ортогонально, т. е. в горизонтальном или вертикальном направлении. (Напомним, что деформацию — изменение формы тела — вызывают только девиаторные напряжения, а максимальные касательные напряжения являются одновременно максимальными девиаторными касательными напряжениями. В целях простоты изложения ниже прилагательное «девиаторные» опускается, равно как и верхние штрихи в символах σ_1 и σ_3.)

4.1.1. Комбинаторный анализ различных вариантов элементарных геодинамических обстановок

Исходя из данного выше определения элементарной геодинамической обстановки, посмотрим, сколько таких обстановок можно насчитать. Для этого проведем анализ различных возможных вариантов (рис. 4.1).

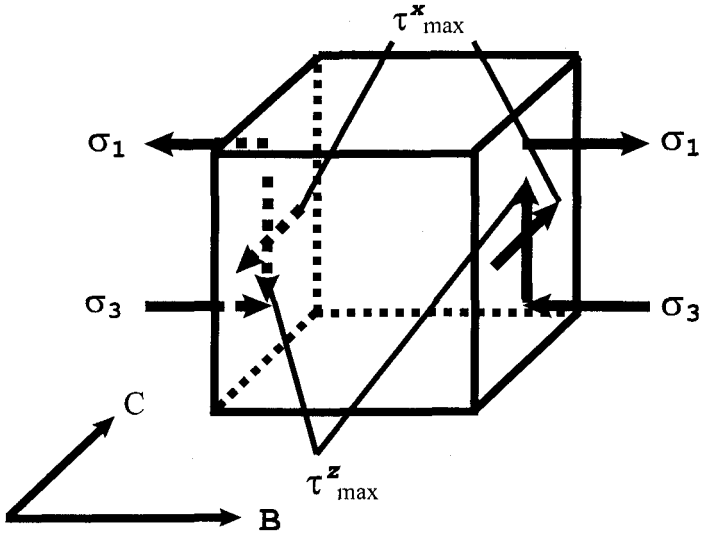


Рис. 4.1. Различные варианты приложения ортогонально (горизонтально или вертикально) ориентированных главных нормальных или касательных напряжений к рассматриваемому телу кубической формы. На рисунке показаны только четыре таких варианта применительно к одной паре вертикальных граней. Всего для трех пар граней куба возможны $4 \times 3 = 12$ вариантов, из которых только пять вариантов оказываются отличающимися друг от друга элементарными геодинамическими обстановками, см. рис. 4.2. Пояснения в тексте

Ортогонально ориентированный элементарный объем кубической формы имеет три пары параллельных граней. К каждой паре, по нашему определению, можно приложить одно из двух главных нормальных напряжений (растяжения σ_1 или сжатия σ_3) или одно из двух максимальных касательных на-

пряжений τ_{max}, параллельных ребрам куба. (На рис. 4.1 показаны четыре варианта приложения напряжений только к одной из трех пар граней.) Итого получаем (три пары граней) × (четыре варианта напряжений, приложенных к каждой паре) = 12 вариантов.

Исключим из рассмотрения одну из двух пар *боковых* граней куба, поскольку они отличаются лишь своей ориентировкой (например, З-В или Ю-С). Ориентировка важна при рассмотрении конкретных регионов; например, на Урале ось максимального сжатия при складкообразовании была ориентирована субширотно, а на Кавказе — субмеридионально. Но в *теоретическом* плане для нас это одна и та же геодинамическая обстановка. В результате исключения одной пары боковых граней остается 12 – 4 = 8 вариантов.

По той же причине исключим одно из максимальных касательных напряжений, приложенных к паре горизонтальных граней, ибо нам безразлично, ориентировано ли оно субширотно или субмеридионально. Остается 8 – 1 = 7 вариантов.

Теперь вспомним и примем во внимание, что *девиаторное* горизонтальное сжатие σ_3, приложенное к паре боковых граней, должно компенсироваться для сохранения объема нашего куба *девиаторным* растяжением σ_1 по вертикали, приложенным к паре горизонтальных граней, т. е. один из вариантов оказывается тождественным другому варианту приложения напряжений и поэтому излишним. Остается 7 – 1 = 6 вариантов. Аналогичным образом *девиаторное* горизонтальное растяжение σ_1, приложенное к паре боковых граней, должно компенсироваться для сохранения объема куба *девиаторным* сжатием σ_3 по вертикали, приложенным к паре горизонтальных граней. В результате остается 6 – 1 = 5 вариантов.

Заметим, что, вообще говоря, сжатие или растяжение в горизонтальном направлении может быть компенсировано соответственно растяжением или сжатием в другом горизонтальном направлении с сохранением размера куба по вертикали. Однако этот вариант совпадает с уже учтенным вариантом приложения к боковым граням горизонтальных максимальных касательных напряжений τ_{max}.

Итак, мы пришли к пяти вариантам, то есть к пяти возможным элементарным геодинамическим обстановкам. Вот их перечень (рис. 4.2):

а) горизонтальное сжатие;

б) горизонтальное растяжение;

в) горизонтальный сдвиг в горизонтальной плоскости;

г) горизонтальный сдвиг в вертикальной плоскости;

д) вертикальный сдвиг.

Эти обстановки можно очень наглядно показывать с помощью сходящихся, расходящихся или скользящих друг относительно друга ладоней.

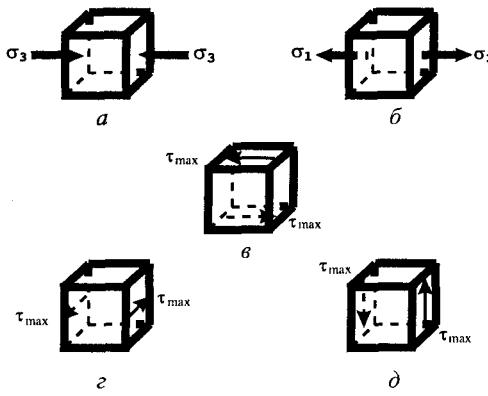


Рис. 4.2. Пять элементарных геодинамических обстановок: *а* — горизонтальное сжатие; *б* — горизонтальное растяжение; *в* — горизонтальный сдвиг в горизонтальной плоскости; *г* — горизонтальный сдвиг в вертикальной плоскости; *д* — вертикальный сдвиг

4.1.2. Роль первоначально горизонтальной слоистости в принципиальном различии элементарных геодинамических обстановок

Как говорилось выше, любое напряженное состояние можно представить в виде трех взаимно перпендикулярных осей главных нормальных напряжений σ_1, σ_2 и σ_3 (за исключением тривиального случая равномерного всестороннего сжатия, когда такие оси вообще отсутствуют). Поэтому все выявленные выше элементарные геодинамические обстановки отличаются лишь ориентировкой этих главных осей. И возникает вопрос — а будут ли различаться формирующиеся в этих разных обстановках структурные парагенезы по существу или это будет один и тот же структурный парагенез, только по-разному ориентированный в пространстве?

Действительно, в неслоистом, *изотропном* теле (например, гранитном массиве) в любой из элементарных геодинамических обстановок сформируются две системы трещин скалывания, различающиеся лишь своей ориентировкой (с учетом угла скалывания, о котором говорилось выше) (рис. 4.3).

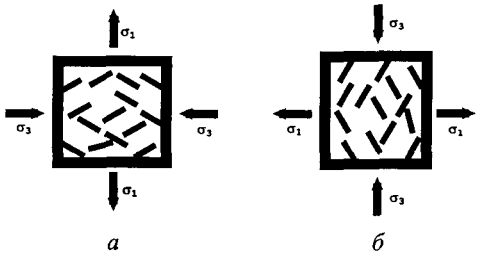


Рис. 4.3. В неслоистом, *изотропном* теле в любой из элементарных геодинамических обстановок сформируются две системы трещин скалывания, различающиеся лишь своей ориентировкой (с учетом угла скалывания)

А в первоначально горизонтальной слоистой *анизотропной* толще в разных элементарных геодинамических обстановках формируются *различные* структурные парагенезы (рис. 4.4). Например, при горизонтальном сжатии образуется складчатость (рис. 4.4*а*), а при вертикальным сжатии (сопровождающемся компенсационным горизонтальным растяжением) — простое удлинение слоев (рис. 4.4*б*), которое может сопровождаться тектоническим разлинзованием или будинажем.

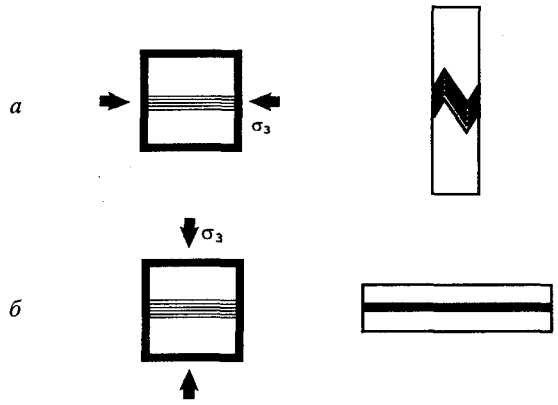


Рис. 4.4. В первоначально горизонтальной слоистой *анизотропной* толще в разных элементарных геодинамических обстановках формируются *различные* структурные парагенезы. При горизонтальном сжатии образуется складчатость (*а*), а при вертикальном сжатии (сопровождающемся компенсационным горизонтальным растяжением) — простое удлинение слоев (*б*)

4.1.3. Представление реальных геодинамических обстановок в земной коре в виде сочетания элементарных обстановок

В физике скалярная, векторная или тензорная величина может быть представлена в виде совокупности чисел, «привязанных» к системе прямоугольных координат. Например, наклонный вектор силы полностью характеризуется совокупностью его проекций на оси координат («разложение сил»).

Аналогичным образом реальная природная геодинамическая обстановка в земной коре может быть представлена в виде сочетания элементарных обстановок. В качестве примера приведем обстановку формирования вергентной складчатости (рис. 4.5). Сама складчатость в слоистой толще — это результат *горизонтального сжатия* (одна элементарная геодинамическая обстановка). А ее вергенция — это уже следствие одновременного *горизонтального сдвига в горизонтальной плоскости* («горизонтальное скашивание», другая обстановка). Такая складчатость была экспериментально воспроизведена Р. Геппенером и его коллегами (рис. 4.6).

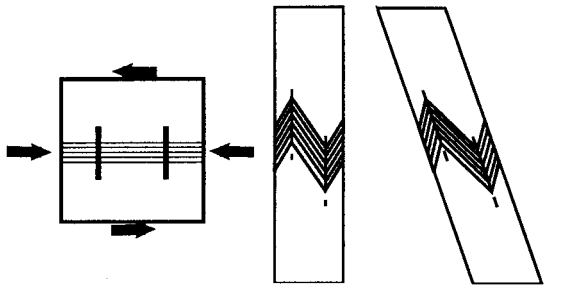


Рис. 4.5. Пример представления реальной природной геодинамической обстановки в земной коре в виде сочетания двух элементарных обстановок (*а*). Вергентная складчатость в слоистой толще — это результат действия горизонтального сжатия, создающего саму складчатость (*б*), в сочетании с одновременным горизонтальным сдвигом в горизонтальной плоскости («горизонтальным скашиванием», *в*), ответственным за вергентность складчатости. Экспериментальный результат показан на рис. 4.6

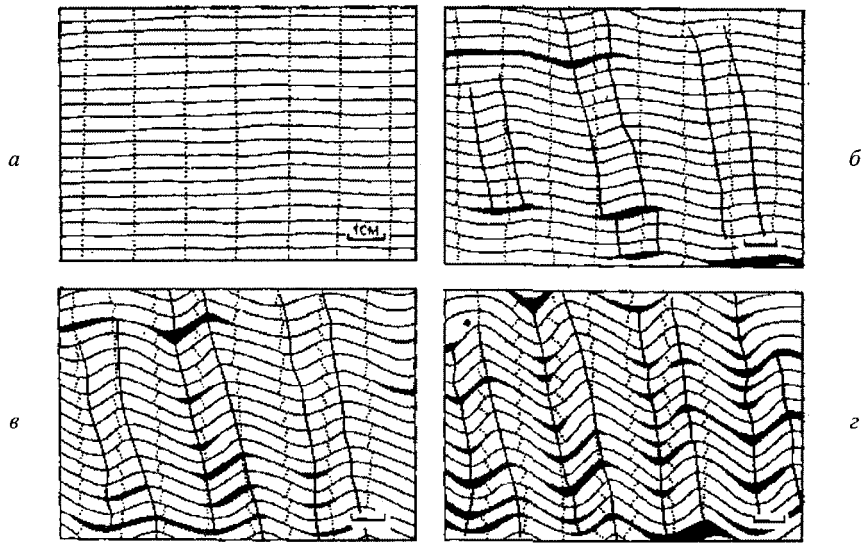


Рис. 4.6. Вергентная складчатость, экспериментально воспроизведенная Р. Геппенером и его коллегами в геодинамической обстановке, показанной на рис. 4.5*а*. *а*→*г* — этапы процесса

4.2. СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ (ЭЛЕМЕНТЫ СТРУКТУРНЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ) В РАЗНЫХ ЭЛЕМЕНТАРНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ

Приведем перечень *наиболее характерных* структурных форм, образующихся в разных элементарных геодинамических обстановках. Описание этих форм в данном пособии не приводится, поскольку предполагается, что они известны из курса структурной геологии.

4.2.1. Горизонтальное сжатие

Для этой обстановки характерны уже неоднократно упомянутая складчатость общего смятия и сопровождающие ее секущие слоистость кливаж или сланцеватость, а также взбросы. Несколько сложнее обстоит дело с надвигами и шарьяжами. Обычно считают, что они также *целиком* образуются при горизонтальном сжатии. Однако это лишь «часть правды». Другая ее часть состоит в том, что в формировании этих структурных форм принимают участие еще две элементарные геодинамические обстановки — горизонтальный сдвиг в горизонтальной плоскости и даже горизонтальное растяжение. Возникновению и эволюции надвигов и шарьяжей посвящена гл. 8.

4.2.2. Горизонтальное растяжение

Для этой обстановки характерны сбросы, грабены, рифты и раздвиги. По поводу последних необходимо сделать следующее замечание. Например, в Исландии — классической области рифтинга — развиты субвертикальные дайки долеритов, которые сформировались в полостях раздвигов, являвшихся подводящими каналами для излияния базальтов. Геодезические наблюдения за смещением реперов подтвердили *деформацию горизонтального удлинения* в субширотном направлении, перпендикулярном к простиранию даек. А вот оценка напряженного состояния в скважинах, расположенных между дайками, поначалу удивила исследователей. Оказалось, что в том же субширотном направлении действует *напряжение горизонтального сжатия*. Как же сочетается деформация удлинения с напряжением сжатия?

Оказывается, существует сжатие *активное*, а наряду с ним так называемое «*реактивное*». В первом случае это сжатие обусловлено, как неоднократно говорилось выше, действием *внешних* горизонтальных усилий. А вот во втором случае главную роль играют *внутренние* силы — расклинивающее действие базальтовой магмы, находящейся под сверхвысоким давлением. В механике этот эффект называется «*гидроразрывом*». В нашем случае мы можем употребить термин «*магморазрыв*». Блоки, разделяемые раздвигами, расходятся, демонстрируя деформацию горизонтального удлинения. Однако под напором магмы, «расклинивающей» эти раздвиги, внутри блоков возникает напряжение горизонтального сжатия. Этот пример показывает, что не всегда знаки напряжения и деформации совпадают. (Напомним, что в отечественной литературе растяжение и удлинение считаются положительными, а сжатие и укорочение — отрицательными напряжением или деформацией.)

4.2.3. Горизонтальный сдвиг в горизонтальной плоскости

Эта элементарная геодинамическая обстановка практически не функционирует «в чистом виде», а только в сочетании с другими элементарными обстановками. Мы уже приводили пример вклада этой обстановки в формирование вергентности складок общего смятия (см. рис. 4.5). Чем больше компонента

деформации сдвига по сравнению с компонентой деформации горизонтального укорочения, тем значительнее вергентность складчатости (т. е. тем более полого залегают осевые поверхности складок). В том случае, когда компонента сдвига значительно преобладает над компонентой укорочения, возникают резко асимметричные практически лежачие складки, характерные для начального этапа структурной эволюции метаморфических комплексов. При этом общее горизонтальное залегание толщи (фиксируемое по залеганию зеркала складчатости) остается практически горизонтальным (рис. 4.7*а*). В реальных обнажениях такая складчатость не встречается, поскольку на следующем (главном) этапе складкообразования толща сминается в «обычные» складки с субвертикальными осевыми поверхностями (рис. 4.7*б*). Но это уже складки второй генерации, которые формируются в обстановке горизонтального сжатия, упомянутой выше. О том, каким образом происходит смена геодинамических обстановок при формировании складок нескольких генераций в одной и той же метаморфической толще, будет сказано ниже.

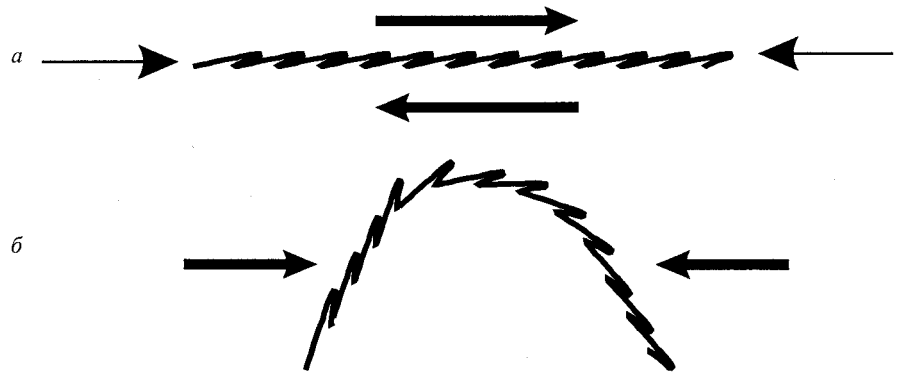


Рис. 4.7. Резко асимметричные практически лежачие складки, характерные для начального этапа структурной эволюции метаморфических комплексов, возникают в геодинамической обстановке, показанной на рис. 4.5*а*, когда компонента сдвига значительно преобладает над компонентой укорочения. При этом общее горизонтальное залегание толщи (фиксируемое по залеганию зеркала складчатости) остается практически горизонтальным (*а*). В реальных обнажениях такая складчатость не встречается, поскольку на следующем (главном) этапе складкообразования толща сминается в «обычные» складки второй генерации с субвертикальными осевыми поверхностями, формирующиеся в обстановке горизонтального сжатия (*б*)

Как уже было сказано, элементарная геодинамическая обстановка горизонтального сдвига в горизонтальной плоскости вносит свой вклад и в формирование надвигов и шарьяжей, о чем речь пойдет в отдельной главе. Здесь лишь отметим, что резко асимметричные, почти лежачие складки первой генерации, изображенные на рис. 4.7*а*, по существу представляют собой своеобразные «пластические мини-шарьяжи», когда длинные крылья этих складок без нарушения сплошности слоев «надвинуты» на короткие крылья.

4.2.4. Горизонтальный сдвиг в вертикальной плоскости

Структурный парагенез, формирующийся в данной элементарной геодинамической обстановке (рис. 4.8*а*), обусловлен характерным для него полем напряжений (рис. 4.8*б*). Оси главных нормальных напряжений σ_1 и σ_3 ориентированы по диагонали (под углом 45°) к направлению сдвига. Поэтому соответствующие им структурные элементы — трещины отрыва и так называемые «эшелонированные складки» — также имеют диагональную ориентировку. Образно выражаясь, трещины отрыва ориентированы «против шерсти» относительно направления сдвига, а складки — «по шерсти». Как известно, гладить кошку в первом направлении не рекомендуется, и в этом смысле слова «трещины отрыва» звучат более грубо и жестко, чем слово «складки».

В отличие от главных нормальных напряжений максимальные касательные напряжения τ_{max} ориентированы ортогонально к направлению сдвига. Формирующиеся под их действием трещины или разрывы скалывания также ориентированы ортогонально. Параллельные сдвигу получили наименование «*L*-сколов», а перпендикулярные — «*R*-сколов», или «сколов Риделя». С учетом угла скалывания α (см. раздел 1.5) эти сколы должны образовывать с осью максимального сжатия угол $\alpha < 45°$. Поэтому реальные сколы обычно отклоняются от ортогональной ориентировки.

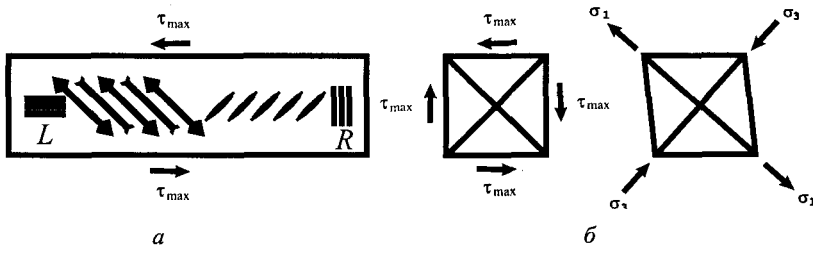


Рис. 4.8. Структурный парагенез, формирующийся в обстановке горизонтального сдвига в вертикальной плоскости (пояснения в тексте)

Как показывают эксперименты, а также реконструкции эволюции природных структурных парагенезов в зонах горизонтального сдвига в вертикальной плоскости, при продолжении деформации многие разрывные элементы структурного парагенеза объединяются в один магистральный разрыв (сдвиг в геологическом смысле этого термина). Такие сдвиговые разрывы предоставляют прекрасную возможность установить *в горизонтальном срезе* соотношение различных параметров разрывного нарушения от его начала до его окончания. Этим сдвиги выгодно отличаются от разрывов с вертикальной компонентой смещения (сбросов, взбросов, надвигов), у которых (на этот раз *в вертикальном сечении*) начало располагается под земной поверхностью, а окончание уничтожено денудацией. Некоторые крупные сдвиги прослеживаются

на десятки и сотни километров, в то время как даже в горах разрывы с вертикальной компонентой смещения можно проследить в вертикальном сечении лишь в пределах первых километров, а в строго вертикальных обнажениях рек — в лучшем случае на протяжении первых сотен метров. На равнинах это и вовсе метры или первые десятки метров. (Разумеется, *по простиранию* разрывы с вертикальной компонентой смещения также прослеживаются на достаточно большом расстоянии, но изучение таких разрывов в горизонтальном сечении гораздо менее информативно.)

Специальные исследования, проведенные в лаборатории тектонофизики Института земной коры СО РАН (Иркутск) под руководством С. И. Шермана, показали, что соотношение длины сдвигового разрыва, его амплитуды и ширины зоны его динамического влияния (зоны, где формируется околосдвиговый структурный парагенез) примерно постоянно для разрывов, резко различающихся по своей длине. Имеются соответствующие количественные оценки таких соотношений.

Изучение сдвиговых разрывов особенно интересно в связи с тем обстоятельством, что происходит изменение амплитуды разрывного смещения вдоль направления этого смещения. Выше мы уже говорили об этом (см. рис. 1.29). Заранее ясно, что любой разрыв где-то начинается и заканчивается. Это значит, что на его концах амплитуда смещения равна нулю, а где-то в середине она максимальна. Для сбросов, взбросов и надвигов установить этот факт гораздо труднее, чем для сдвиговых разрывов, поскольку мы редко наблюдаем их вертикальные окончания: они либо уничтожены денудацией, либо находятся на недоступной для наблюдения глубине. И если мы, скажем, зафиксировали в обнажении амплитуду взброса в 5 м, то это даже не приблизительная, а весьма ненадежная оценка; все зависит от того, насколько близко находится данное обнажение к вертикальному окончанию разрыва. Поэтому к таким оценкам надо подходить с большой осторожностью.

Другая сторона этого аспекта заключается в том, что изменение амплитуды перемещения до нуля неизбежно ведет к *горизонтальному сокращению* во *фронтальной* части смещенного крыла разрыва и компенсационному *горизонтальному удлинению* в его *тыловой* части (см. рис. 1.29). Пример — гигантский правосторонний Таласо-Ферганский сдвиг в Тянь-Шане. На фронте его юго-западного крыла, смещенного к северо-западу, в новейшее время сформировалась в условиях горизонтального сжатия Чаткало-Кураминская система новейших мегаскладок. А вот противоположное северо-восточное крыло сдвига ничем себя не проявило. Это говорит о том, что это крыло было *пассивно* и вообще *не смещалось*. *Активным* же было только юго-западное крыло. И это вполне понятно — оно смещалось под действием «напора» Индостанской плиты с юга. Этот пример показывает, что можно говорить не только об *относительном* смещении крыльев разрыва (что было известно давно), но и об *абсолютном* смещении одного из них на основании характерного *структурного*

парагенеза или его отсутствия. В результате оказывается парадоксальной характеристика Таласо-Ферганского сдвига как *правостороннего*. По определению так называются сдвиги, когда наблюдатель, находящийся на одном крыле и считающий себя относительно неподвижным, фиксирует направление смещения противоположного крыла. В нашем случае наблюдатель, находящийся на юго-западном крыле Таласо-Ферганского сдвига и считающий себя относительно неподвижным, на самом деле смещается к северо-западу. В то же время противоположное крыло неподвижно, но наблюдателю кажется, что оно смещается к юго-востоку, т. е. вправо от него. Поэтому условное обозначение на схеме направления смещения по сдвигу не всегда корректно (рис. 4.9). В нашем случае корректен рис. 4.9*а*, условно корректен (до выяснения истины) рис. 4.9*б* и вовсе неадекватен ситуации рис. 4.9*в*. В этой связи уместно напомнить комментарий к рис. 1 и пять возможных направлений *абсолютного* смещения крыльев взброса. К сожалению, эта чрезвычайно важная проблема определения *абсолютного* направления смещения крыльев разрывов пока не привлекла своих исследователей.

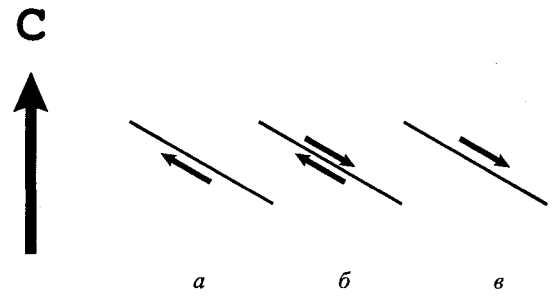


Рис. 4.9. Считающийся *формально* правосторонним (*б*), Таласо-Ферганский мегасдвиг обладает лишь одним активным крылом — юго-западным, которое смещалось к северо-западу; его северо-восточное крыло было пассивным (см. рис. 1.29). Поэтому его изображение на карте в сопровождении *только одной* стрелки корректно лишь в случае *а*. В случае *в* оно некорректно и искажает истинную кинематику сдвига, хотя он и считается «правосторонним»

4.2.5. Вертикальный сдвиг

Структурные формы, возникающие в этой элементарной геодинамической обстановке, немногочисленны. Это флексуры и осложняющие их нарушения, глыбовые складки, разрывы на их крыльях (см. рис. 3*а* и соответствующий текст). Такая обстановка возникает при субвертикальном подъеме глыб фундамента. Слои осадочного чехла испытывают при этом так называемый «поперечный изгиб», то есть изгиб, обусловленный усилием, направленным *поперек* слоев. (Выше мы говорили главным образом о складках «продольного изгиба», вызванного усилием, направленным *вдоль* слоев.) Крылья складок,

изображенных на рис. 3*а* и называемых «коробчатыми» (по морфологической классификации) и «глыбовыми» (по кинематической классификации), представляют собой флексуры, которые на глубине (а иногда и по простиранию) переходят в разрывы. Эти субвертикальные разрывы В. В. Белоусов предложил именовать «взрезами», чтобы отличить их от крутых взбросов (формирующихся в иной геодинамической обстановке — обстановке горизонтального сжатия) и крутых сбросов (возникающих при горизонтальном растяжении). Это отличие состоит в том, что субвертикальный взрез может, испытывая весьма незначительные колебания в угле падения своего сместителя, изменять направление падения этого сместителя в противоположную сторону (рис. 4.10). Поэтому, используя традиционную классификацию, разрыв, изображенный на этом рисунке, в верхней части пришлось бы квалифицировать как взброс, а в нижней — как сброс. А дальше последовал бы и вовсе неверный вывод о геодинамической обстановке горизонтального сжатия наверху и горизонтального растяжения внизу. В то время как этот разрыв формируется в совершенно иной обстановке, как раз и рассматриваемой здесь, — обстановке вертикального сдвига. Поэтому если в обнажении встречен, например, разрыв с весьма крутым углом падения сместителя (80° и более), то не следует спешить с его наименованием и тем более с квалификацией геодинамической обстановки его формирования.

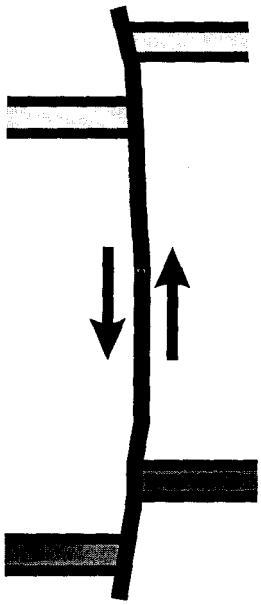


Рис. 4.10. Взрез (термин В. В. Белоусова), формирующийся в обстановке вертикального сдвига. Применение традиционных терминов («взброс» для верхней части и «сброс» для нижней части) может привести к ошибочной и противоречивой трактовке геодинамической обстановки

Добавим, что на своде глыбовых складок (см. рис. 3*а*) слои чехла под действием поднимающегося блока фундамента увеличивают свою длину: первоначально была горизонтальная *хорда*, а стала выпуклая *дуга*. Поэтому на своде складки возникает *локальная* обстановка горизонтального растяжения и формируются сбросы и грабены.

4.3. ПРОСТРАНСТВЕННОЕ СОЧЕТАНИЕ ЭЛЕМЕНТАРНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК И СООТВЕТСТВУЮЩИХ ИМ СТРУКТУРНЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ КАК РЕЗУЛЬТАТ КОМПЕНСАЦИОННОЙ ОРГАНИЗАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

Прежде чем перейти к изложению материала данного параграфа, напомним некоторые важные нюансы. В геологической литературе термины «тектоническое движение» и «тектоническая деформация» до сих пор нередко употребляются как синонимы. Между тем, как было показано в разделе 1.2, в соответствии с понятиями механики сплошной среды (а геологическая среда под земной поверхностью — это типичная сплошная среда, за исключением приповерхностных экзотических полостей — пещер и т. п.) литосфера и нижележащие геосферы находятся в состоянии непрерывного **тектонического течения**. Последнее же представляет собой *сочетание поступательного движения*, *вращения* и *деформации* элементарных объемов геологической сплошной среды. Поэтому представляется целесообразным, говоря о тектонических движениях, подразумевать под этим только поступательное перемещение геологических тел, которое в частных случаях может происходить без их деформации (например, поднятие жестких блоков фундамента, см. рис. 3*а*). А под тектонической деформацией следует понимать только изменение формы геологических тел независимо от их поступательного перемещения (точнее, поступательного перемещения их геометрического центра), которое в редких случаях может вообще не происходить.

Элементарные объемы геологической среды в процессе тектонического течения находятся в некоторой *геодинамической обстановке*, которая обычно представляет собой сочетание элементарных геодинамических обстановок, охарактеризованных выше. Поэтому в этих объемах возникают *структурные парагенезы* в виде совокупности разных *структурных форм*. Некоторые из них были упомянуты выше.

Из сказанного ясно, что именно *деформация* создает *структурный парагенез* (например, складчатость в обстановке горизонтального сжатия). Другой компонент тектонического течения — поступательное движение — лишь перемещает этот парагенез по вертикали, горизонтали или в некотором промежуточном направлении; в частности, вертикальное поступательное перемещение выводит этот парагенез к земной поверхности и тем самым делает его доступным для наблюдения. Третий компонент — вращение — обусловливает, как мы видели выше, вергентность складчатости.

4.3.1. Взаимная компенсация вертикальных и горизонтальных тектонических движений

Далее мы посмотрим, происходят ли тектонические движения беспорядочно или в их распределении в пространстве имеются некоторые закономерности.

Давно установлено, что тектоническое поднятие в одних местах сопровождается компенсирующим опусканием в соседних. Наиболее отчетливо эта закономерность проявляется в подвижных поясах на неотектоническом этапе, когда линейные в плане поднятия чередуются с впадинами. А что при этом происходит под земной поверхностью?

Разберем более подробно пример, приведенный в главе 2. Пусть некоторый элементарный объем на земной поверхности в области поднятия рельефа испытывает *восходящее* перемещение (рис. 4.11*а*). Чтобы под ним не образовалась пустота (а природа не терпит пустоты!), расположенный ниже соседний объем также должен перемещаться вверх, а вслед за ним и следующий нижележащий объем. Другими словами, целая цепочка элементарных объемов будет перемещаться вверх. Но рано или поздно в нижнем конце этой цепочки найдется объем, который не смещается вверх (в противном случае мы дошли бы до центра Земли и даже дальше!). Это значит, что этот объем остается на месте, но, во избежание образования над ним пустоты, удлиняется по вертикали. Однако, как мы видели выше, деформация удлинения по вертикали неизбежно сопровождается укорочением по горизонтали. Но тем самым освобождается некоторое пространство сбоку, в которое должен сместиться, на этот раз по *горизонтали*, соседний объем. А вместе с ним (по той же логике) и вся теперь уже горизонтальная цепочка объемов перемещается по горизонтали. В тылу этой цепочки также найдется объем, расположенный под сопряженной впадиной, который по горизонтали не смещается и поэтому испытывает в этом направлении удлинение, сопровождающееся вертикальным укорочением. Это укорочение освобождает некоторое место над ним, куда вынужден опуститься вышележащий объем. Вместе с последним, по той же логике, *нисходящее* смещение испытывает целая цепочка вышерасположенных объемов. В тылу этой нисходящей цепочки находится объем, расположенный на земной поверхности в области впадины.

Итак, мы имеем движущуюся цепочку элементарных объемов, состоящую из трех звеньев. Одно звено (будем считать его первым) испытывает нисходящее перемещение под впадиной рельефа. Второе перемещается по горизонтали от впадины в сторону поднятия. Третье испытывает восходящее перемещение под поднятием рельефа.

Однако существует и другая ситуация, когда поднятие «расползается», как это имеет место, например, при формировании соляного купола (см. рис. 2.10*в*). В этом случае рельеф верхней границы остается горизонтальным (рис. 4.11*б*) и мы можем распространить наши рассуждения о двух нижних «закрепленных» элементарных объемах (см. рис. 4.11*а*) на два аналогичных верхних,

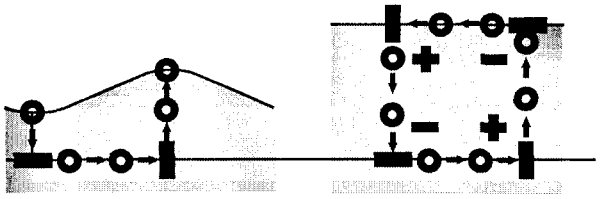


Рис. 4.11. Компенсационная организация тектонического течения как неизбежное следствие непрерывности геологической среды (пояснения в тексте)

также «закрепленных» объема. Фронтальный объем восходящего звена цепочки должен аналогичным образом испытывать укорочение по вертикали и удлинение по горизонтали, а тыловой объем нисходящей цепочки, наоборот, удлинение по вертикали и укорочение по горизонтали. Продолжая логику предшествовавшего изложения, мы обнаружим еще одно — четвертое — звено цепочки, которое совершает поступательное горизонтальное смещение в горизонтальном направлении. Однако в отличие от нижнего горизонтального звена это смещение направлено в противоположную сторону — от поднятия к впадине.

Таким образом, наша цепочка естественным образом *замыкается*. В этом и состоит *компенсационная организация тектонического течения*, обусловленная важнейшим фундаментальным свойством геологической среды — ее *непрерывностью*, исключающей возможность возникновения каких-либо пустот. Замкнутую цепочку можно сравнить с детской каруселью, в которой все элементы взаимосвязаны и не могут двигаться *отдельно*.

Итак, компенсационная организация тектонического течения представляет собой компенсацию восходящих тектонических движений нисходящими, поверхностных горизонтальных движений от поднятий к впадинам — глубинными горизонтальными движениями противоположного направления. В сущности говоря, такая компенсационная организация течения имеет место и при конвекции в горизонтальном слое жидкости при подогреве его снизу (см. рис. 2.11*а*), и при формировании соляных куполов (см. рис. 2.10), о чем речь шла выше. Однако там мы отталкивались в наших рассуждениях от *причины* конвекции — инверсии плотности. Здесь же (см. рис. 4.11) утверждается, что в геосферах Земли происходит тектоническое течение конвективного типа *независимо от причины* такого течения. То есть мы констатируем определенную *кинематику* тектонического течения, не зависящую от его *динамики*. В настоящее время мы усматриваем причину такой организации течения в инверсии плотности, о чем подробно говорилось выше. Но завтра мы можем усмотреть эту причину, например, в приливном действии Луны, послезавтра предположить что-нибудь еще. А кинематика тектонического течения — его компенсационная организация — останется незыблемым фундаментом наших дальнейших

рассуждений на эту тему. Ибо в основе этой кинематики, как было сказано, лежит фундаментальное свойство геологической сплошной среды — ее непрерывность. Это свойство записывается в виде уравнения непрерывности (одного их трех основополагающих уравнений конвективной гидродинамики), которое для обычного случая сохранения объема среды имеет вид:

$$\frac{\partial v_x}{\partial x}+\frac{\partial v_y}{\partial y}+\frac{\partial v_z}{\partial z}=0. \qquad (4.3.1)$$

Напомним, что фигурирующие в этом уравнении величины суть частные производные вектора скорости тектонического течения. А этот вектор является переменной величиной и в каждой точке рассматриваемого объема зависит от координат Эйлера (x, z).

4.3.2. Компенсация (в шахматном порядке) горизонтального сжатия на одних участках горизонтальным растяжением на соседних (по латерали и вертикали) участках

Выше говорилось о взаимной компенсации вертикальных и горизонтальных тектонических движений. То есть о компенсации поступательной компоненты тектонического течения. Однако такая компенсация происходит и с деформационной компонентой. Выше (см. рис. 4.11*б*) было показано, что нижнее горизонтальное звено четырехзвенной цепочки элементарных объемов испытывает горизонтальное перемещение от впадины в сторону поднятия. Однако фронтальный и тыловой объемы этой цепочки остаются на своих местах. Поэтому во всей фронтальной половине цепочки, т. е. в области поднятия, господствует геодинамическая обстановка горизонтального сжатия, а во всей тыловой половине, в области впадины — обстановка горизонтального растяжения. В верхнем же горизонтальном звене имеет место аналогичная ситуация — его тыловая половина, на этот раз в области поднятия, также испытывает горизонтальное растяжение, а фронтальная в области впадины — горизонтальное сжатие.

Итак, мы приходим к выводу, что в нижней части поднятий и в верхней части впадин господствует геодинамическая обстановка горизонтального сжатия, помеченная на рис. 4.11*б* знаком «+». А в верхней части поднятий и в нижней части впадин — обстановка горизонтального растяжения, обозначенная знаком «–». Другими словами, в названных четырех областях обстановки сжатия и растяжения расположены в шахматном порядке и взаимно компенсируют друг друга.

На тот факт, что в верхней части земной коры области горизонтального растяжения соседствуют *по латерали* с областями горизонтального сжатия, обратили внимание уже давно. А вот соседство этих обстановок *по вертикали* не привлекло должного внимания. Однако в последнее время появляется

все больше данных о структурном парагенезе горизонтального растяжения в верхней части поднятий (грабены и другие структурные формы). В настоящее время эти факты пытаются объяснить в рамках недавно появившегося представления о «коллапсе» горных сооружений. Предполагается, что *сначала* в процессе коллизии в обстановке горизонтального сжатия возникает ороген. *Затем* коллизия прекращается и ороген испытывает «гравитационное расползание» (см. рис. 2.9*а* и объяснение к нему). Между тем, как видно из рис. 4.11*б*, геодинамическая обстановка горизонтального растяжения господствует в верхней части поднятий и при отсутствии рельефа на земной поверхности. Другими словами, обстановки горизонтального сжатия и растяжения могут существовать *одновременно*, но на разных глубинах. К этому вопросу мы еще вернемся.

4.3.3. Геодинамическая ячейка: координация компенсирующих друг друга движений и деформаций вращением отдельных участков

В предыдущих параграфах речь шла только о *вертикальных и горизонтальных* тектонических движениях и деформациях на характерных уровнях, на которых отсутствуют вертикальные перемещения, и в характерных зонах — в центре поднятий и впадин, в которых отсутствуют горизонтальные перемещения. Поэтому четырехзвенная замкнутая цепочка рассмотренных выше движущихся элементарных объемов (см. рис. 4.11*б*) представляет собой лишь прямоугольный контур геологического пространства, внутри которого также происходят тектонические движения и деформации. Назовем это пространство «*геодинамической ячейкой*» по аналогии с конвективными ячейками.

Для характеристики тектонических движений и деформаций внутри ячейки уже недостаточно приведенных выше простых рассуждений. Поэтому для построения даже простейшей модели придется воспользоваться аппаратом высшей математики.

Поместим начало прямоугольных координат XZ в центр нашей геодинамической ячейки (рис. 4.12*а*). В качестве уравнения кинематики тектонического течения воспользуемся одним из трех фундаментальных уравнений конвективной гидродинамики — уравнением непрерывности (4.3.1). Будем считать тектоническое течение *двумерным*, что допустимо в тех случаях, когда поднятия и впадины линейны в плане и все течение происходит только в вертикальной плоскости и может быть соответственно отображено в плоскости XZ чертежа (см. рис. 4.12*а*). Тогда средний член правой части уравнения (4.3.1) обращается в нуль, поскольку вдоль оси Y, перпендикулярной к плоскости чертежа, никакого перемещения не происходит, и наше уравнение упрощается:

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_z}{\partial z} = 0. \qquad (4.3.2)$$

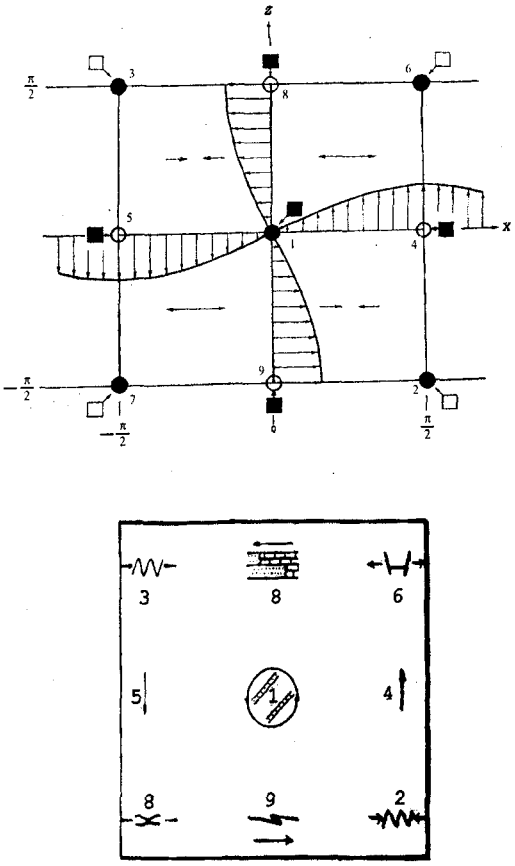


Рис. 4.12. Простейшая модель ячейки компенсационной организации тектонического течения в некоторой геосфере или толще (пояснения в тексте). *а* — поле скоростей течения в виде эпюр, характеризующих скорость течения на осях координат X и Z; через последние в соответствующую четверть ячейки «втекает» и из нее «вытекает» одинаковое количество вещества. *б* — структурные парагенезы, формирующиеся в девяти характерных участках ячейки

Для решения уравнения (4.3.2) можно использовать следующие граничные условия. Сопряженность областей поднятия и прогибания позволяет представить вертикальную составляющую скорости v_z тектонического течения в виде периодической функции вдоль горизонтальной оси X (в нашем простейшем случае в виде синусоиды). В то же время часто принимается, и это подтверждено геологической практикой, что глубина заложения положительных и отрицательных структур соизмерима с их шириной. (Ниже мы обнаружим энергетическую подоплеку такой соизмеримости.) А глубина их заложения, как мы видели выше (см. рис. 4.11*б*), определяется той глубиной, на которой вертикальная компонента скорости v_z тектонического течения обращается в нуль. Поэтому в первом приближении можно принять длину полуволны

периодической функции равной мощности геосферы, в которой происходит формирование поднятий и впадин. В подошве и кровле этой геосферы v_z обращается в нуль.

При принятых граничных условиях решение уравнения (4.3.2) в простейших периодических функциях таково:

$$\begin{aligned} v_x &= -\cos x \sin z; \\ v_z &= \sin x \cos z. \end{aligned} \tag{4.3.3}$$

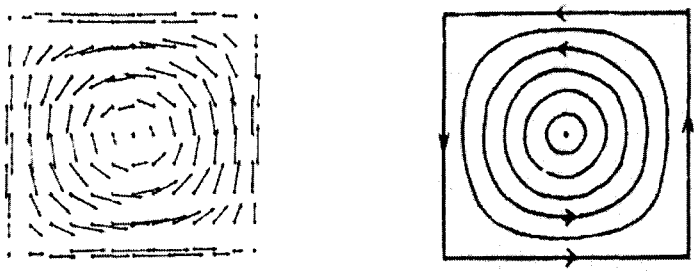
В правильности решения нетрудно убедиться, продифференцировав v_x и v_z соответственно, по x и по z и подставив полученные величины в (4.3.2). Мощность геосферы, в которой происходит тектоническое течение, равная длине полуволны синусоиды, принята для простоты вычислений равной π, а характерная скорость поступательного движения в точке с координатами ($\pi/2$, 0), находящейся в середине геосферы на оси восходящего потока, принята равной 1.

В отличие от чисто качественного представления, показанного на рис. 4.11*б*, компенсационная организация тектонического течения на рис. 4.12*а* отображена, в соответствии с формулой (4.3.3), в виде синусоидальных эпюр, характеризующих распределение значений горизонтальной компоненты v_x вдоль оси Z и вертикальной компоненты v_z вдоль оси X. Площади всех четырех «лопастей» эпюр равны, а это означает, что через каждую из четырех координатных полуосей в единицу времени «протекают» одинаковые количества вещества. Поэтому, например, в правую верхнюю четверть ячейки через ось X «притекает» ровно столько вещества, сколько его «вытекает» из этой четверти ячейки через ось Z. Это и есть компенсационная организация тектонического течения в наглядном виде.

Простейшая модель такой организации, выраженная формулой (4.3.3) и отображенная на рис. 4.12*а*, физически реальна, поскольку аналогичное поле скоростей течения имеет место в простейшем случае стационарной (т. е. неизменной во времени) конвекции в однородном горизонтальном слое ньютоновской вязкой теплопроводящей жидкости с изотермическими границами, происходящей при малой надкритичности (когда критерий Рэлея R лишь слегка превосходит первое критическое значение R_1). Малая надкритичность обеспечивает валиковую (линейную в плане) форму конвективных ячеек (см. выше). Этот простейший случай тепловой конвекции хорошо изучен физиками, начиная с Дж. У. Рэлея, с использованием упомянутых выше трех фундаментальных уравнений конвективной гидродинамики. Тот факт, что мы получили аналогичное поле скоростей (4.3.3), используя только одно из этих уравнений — уравнение непрерывности (4.3.2), свидетельствует о решающей роли последнего в формировании названного поля скоростей.

Поле скоростей (4.3.3) тектонического течения представляет собой совокупность значений векторов скоростей поступательного движения геометрических

центров элементарных объемов геологической сплошной среды в пределах нашей квадратной ячейки (рис. 4.13*а*). В этой ячейке можно выделить семейство замкнутых линий (рис. 4.13*б*), обладающих тем свойством, что векторы поля скоростей являются касательными к этим линиям. Эти линии получили в гидродинамике название «*линий тока*». Именно вдоль этих линий тока движутся элементарные объемы в пределах конвективной ячейки. На рис. 4.13*б* видно, что по мере удаления от центра ячейки эти линии из округлых постепенно превращаются в овальные. Самая внешняя линия тока соответствует квадратному периметру ячейки. Как раз с нее мы начали описание компенсационной организации тектонического течения (см. выше рис. 4.11*б* и соответствующий текст).



а *б*

Рис. 4.13. Простейшая модель ячейки компенсационной организации тектонического течения в некоторой геосфере или толще (пояснения в тексте). *а* — поле скоростей течения (длина стрелок пропорциональна скорости в точке начала стрелки). *б* — замкнутые линии тока (траектории) движения элементарных объемов в ячейке; в центре они близки к окружностям, а по мере приближения к периферии приближаются к квадратной форме периметра ячейки

Зная поле скоростей (4.3.3) поступательного движения геометрических центров элементарных объемов, нетрудно определить поля скоростей двух других компонент тектонического течения — скорости вращения этих объемов $\omega(x, z)$ и скорости их деформации $\dot{\varepsilon}_{xx}(x, z)$, $\dot{\varepsilon}_{zz}(x, z)$ и $\dot{\varepsilon}_{xz}(x, z)$. Для этого можно воспользоваться формулами (1.2.24) — (1.2.26). В результате несложного дифференцирования получаем:

$$\omega(x, z) = \cos x \cos z; \tag{4.3.4}$$

$$\dot{\varepsilon}_{xx}(x, z) = -\dot{\varepsilon}_{zz}(x, z) = \sin x \sin z; \tag{4.3.5}$$

$$\dot{\varepsilon}_{xz}(x, z) = 0. \tag{4.3.6}$$

Равенство нулю скорости сдвига $\dot{\varepsilon}_{xz}(x, z)$ вдоль соответствующих осей координат означает, что каждый элементарный объем ячейки не испытывает «перекашивания». Другими словами, в каждом таком объеме оси максимальных

скоростей удлинения $\dot{\varepsilon}_1$ и укорочения $\dot{\varepsilon}_3$ ориентированы вертикально или горизонтально. Вспоминая сказанное выше, мы можем констатировать удивительный на первый взгляд результат: несмотря на наличие у элементарного объема компоненты *внешнего* вращения ω, определяемого формулой (4.3.4), каждый элементарный объем находится в *элементарной* геодинамической обстановке либо горизонтального сжатия, либо горизонтального растяжения. И подтверждается шахматный порядок расположения областей горизонтального сжатия и растяжения в ячейке, о котором на сугубо качественном уровне простых рассуждений мы говорили выше. А именно: в правой нижней и левой верхней четвертях ячейки происходит горизонтальное укорочение (и компенсирующее его вертикальное удлинение), а в остальных четвертях — деформация противоположного направления (см. сходящиеся и расходящиеся стрелки на рис. 4.12*а*).

С учетом этого обстоятельства формулу (4.3.5) можно представить в следующем виде:

$$\dot{\varepsilon}_i = \dot{\varepsilon}_{xx}(x, z) = -\dot{\varepsilon}_{zz}(x, z) = \sin x \sin z, \qquad (4.3.7)$$

где i принимает значения 1 или 3 в зависимости от знака. В нижней правой и верхней левой четвертях ячейки произведение $\sin x \sin z$ отрицательно, поэтому параллельно горизонтальной оси X ориентирована ось максимального укорочения ε_3, а параллельно оси Z — ось максимального удлинения ε_1. В двух других четвертях это произведение положительно, поэтому ориентировка осей ε_1 и ε_3 противоположная. На рис. 4.14 показана ориентировка оси ε_1 в пределах ячейки; при этом подразумевается, что ось ε_3 ориентирована в перпендикулярном направлении и не показана для облегчения чтения рисунка. Длина линий пропорциональна величине $\dot{\varepsilon}_1$, которая по формуле (4.3.7), в свою очередь, пропорциональна произведению $\sin x \sin z$. На участках, примыкающих к упомянутым выше характерным точкам ячейки 2, 3, 6 и 7, длина этих линий примерно одинакова, что свидетельствует о почти однородном поле скоростей деформации на этих участках.

Вспоминая закон вязкого течения (1.4.4), можно определить девиаторные напряжения, действующие в пределах ячейки:

$$\sigma_i = 2\eta\dot{\varepsilon}_i = 2\eta \sin x \sin z;\ i = 1 \text{ или } 3. \qquad (4.3.8)$$

В такой постановке вопроса — напряжение в теле как производное от его *внутренних* деформаций — заключается коренное отличие механики сплошной среды от «сопромата», где напряжение в теле является производным от *внешних* сил, приложенных к границам тела. И если мы выше использовали этот последний подход (см. рис. 1.14), то исключительно в целях большей простоты и доступности изложения. Поэтому

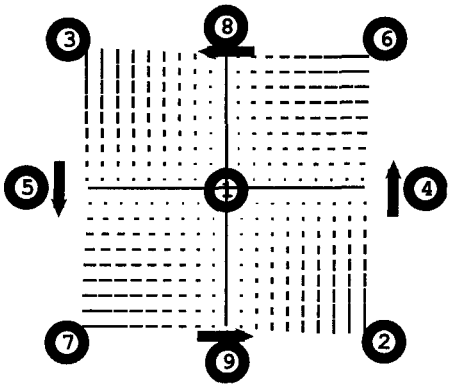


Рис. 4.14. Поле скоростей деформации и соответствующих им напряжений в простейшей модели ячейки компенсационной организации тектонического течения в некоторой геосфере или толще (пояснения в тексте). Отрезками обозначены величина и направление только скорости максимального удлинения ($\dot{\varepsilon}_1$), пропорциональной величине максимального растягивающего напряжения (σ_1). Перпендикулярные к названным отрезкам отрезки, характеризующие величину и направление скорости максимального укорочения ($\dot{\varepsilon}_3$), пропорциональной величине максимального сжимающего напряжения (σ_3), усложнили бы чтение рисунка и поэтому не показаны, а только подразумеваются. Несмотря на вращение вещества в ячейке (см. рис. 4.13), в правой нижней и левой верхней ее четвертях (в шахматном порядке) господствует обстановка строго горизонтального сжатия (и компенсирующего строго вертикального растяжения), а в двух других четвертях — противоположная обстановка строго горизонтального растяжения (и компенсирующего строго вертикального сжатия)

выглядят анахронизмом попытки применения такого подхода к геологической среде: «давление жестких блоков или плит на пластичные толщи» и т. п. На самом деле как «жесткие блоки» или «жесткие плиты», так и «пластичные толщи» участвуют в *едином* процессе компенсационной организации тектонического течения и поэтому испытывают напряжения, соответствующие скорости деформации и вязкости конкретных геологических тел.

В ячейке компенсационной организации тектонического течения можно выделить девять участков, отличающихся по значениям компонент этого течения. На рис. 4.12*а* цифрами обозначены 9 точек, наиболее характерных для каждого из этих участков. Анализ формул (4.3.4) — (4.3.6), направленный на выявление экстремумов соответствующих тригонометрических функций, показывает, что в центре ячейки (точка 1) сочетаются максимум скорости вращения элементарного объема с отсутствием его поступательного движения и деформации. По периметру ячейки (точки 2–8) скорость вращения элементарных объемов, наоборот, минимальна (равна нулю). В вершинах 2, 3, 6 и 7 квадратного периметра ячейки минимум (нуль) поступательного движения элементарного объема сочетается с максимумом скорости его деформации. Названные вершины находятся на осях восходящего и нисходящего потоков в самых нижних и верхних частях последних. В средних частях

этих двух вертикальных, а также двух горизонтальных потоков, наоборот, максимум скорости поступательного движения сочетается с нулевым минимумом скорости деформации. Если говорить только о поступательном движении, то из формулы (4.3.3) следует, что как по горизонтали, так и по вертикали увеличение вертикальной составляющей v_z сочетается с уменьшением горизонтальной составляющей v_x, и наоборот. В частности, максимуму v_z отвечает нулевой минимум v_x в точках 4 и 5; обратное соотношение имеет место в точках 8 и 9. Таким образом, тектоническое течение организовано компенсационно не только в виде тенденции к кругообороту вещества в ячейке (см. рис. 4.12*а*), но и по соотношению компонент этого течения (поступательного движения, вращения и деформации) в разных участках ячейки. Пониженные значения одного из них сочетаются с повышенными значениями других. Возвращаясь к отличию терминов «тектоническое движение» и «тектоническая деформация», можно утверждать, что на участках значительных тектонических движений можно ожидать незначительную тектоническую деформацию, и наоборот.

4.3.4. Структурная ячейка как комплекс взаимно совместимых структурных парагенезов

Как сказано выше, в пределах геодинамической ячейки — ячейки компенсационной организации тектонического течения — можно выделить девять участков по соотношению значений компонент тектонического течения — поступательного движения, вращения и деформации (см. рис. 4.12*а*). На каждом из этих участков формируется свой характерный структурный парагенез. Охарактеризуем эти структурные парагенезы в порядке номеров участков, обозначенных на рис. 4.12*а*; на каждом из таких участков изображен символический структурный парагенез (рис. 4.12*б*).

1. Моноклиналь в результате вращения слоев.

2. Складчатость общего смятия с кливажем осевой плоскости в сочетании с восходящим поступательным перемещением.

3. Складчатость общего смятия с кливажем осевой плоскости в сочетании с нисходящим поступательным перемещением.

4. Зона перехода от участка 2 с горизонтальным сжатием к участку 6 с горизонтальным растяжением. Преобладание восходящего перемещения при незначительной деформации, отсутствие специфического структурного парагенеза.

5. Зона перехода от участка 3 с горизонтальным сжатием к участку 7 с горизонтальным растяжением. Преобладание нисходящего перемещения при незначительной деформации, отсутствие специфического структурного парагенеза.

6. Сбросы, грабены в сочетании с восходящим поступательным перемещением (верхняя зона *хрупких* деформаций).

7. Тектоническое разлинзование слоев, горизонтальная сланцеватость в сочетании с нисходящим поступательным перемещением (нижняя зона *пластических* деформаций).

8. Зарождение шарьяжей в обстановке сочетания поступательного горизонтального перемещения с горизонтальным сдвигом в горизонтальной плоскости (сдвиг способствует тектоническому расслаиванию).

9. Зарождение резко асимметричных лежачих складок («пластических мини-шарьяжей») в обстановке сочетания поступательного горизонтального перемещения с горизонтальным сдвигом в горизонтальной плоскости (сдвиг вызывает резкую асимметрию будущей складчатости).

Таким образом, компенсационная организация тектонического течения в *геодинамической* ячейке, показанная на рис. 4.12*а*, порождает компенсационно организованную совокупность структурных парагенезов, которую можно по аналогии назвать «*структурной ячейкой*».

4.3.5. Две формы поверхностного горизонтального потока

Рассмотрение проблемы компенсационной организации тектонического течения мы начали с обычного в геологической практике случая новейших линейных поднятий, *выраженных в рельефе* (см. рис. 4.11*а*). Однако в этом случае возникают известные затруднения с характеристикой поверхностного горизонтального потока вещества. Поэтому далее мы перешли к более простому случаю *отсутствия рельефа* на поверхности геодинамической ячейки (см. рис. 4.11*б*). Этот случай — довольно обычный в конвективной гидродинамике. При значениях критерия Рэлея R, не превышающего второго критического значения $R_2 \sim 10^4$, конвекция происходит в форме линейных в плане конвективных валов (см. выше), совершенно не выраженных в рельефе. Это подтвердили и эксперименты, проведенные в лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ (см. рис. 2.12).

Если переходить к геологическим аналогиям, то ситуация будет выглядеть следующим образом. Осуществляется поверхностный горизонтальный поток вещества горных пород в *твердом* состоянии от поднятия к впадине, при этом поднятия и впадины *не выражены в рельефе*. Такая ситуация имеет место на *первом* этапе новейшей (неотектонической) эволюции горных стран. В качестве примера можно привести олигоцен-миоценовый (до позднего миоцена) этап неотектонической эволюции Большого Кавказа. В это время накапливается известная майкопская серия. Для нее характерен снос терригенного материала с севера, со стороны Скифской платформы, свидетельствующий о том, что поднятие в рельефе Большого Кавказа пока еще отсутствует. В то же время в составе майкопской серии присутствуют олистостромовые горизонты с олистолитами и гигантскими олистоплаками (мощностью до 100 м и длиной в первые километры). Олистолиты и олистоплаки имеют иной источник приноса — будущее поднятие Большого Кавказа. Выше мы говорили,

что для участка 8 геодинамической ячейки (см. рис. 4.12), расположенного в области поверхностного горизонтального потока, характерно сочетание тектонического расслаивания с зарождением шарьяжей. Именно этим обстоятельством и обусловлено формирование олистолитов и олистоплак в майкопской серии.

В случае поднятия, выраженного в рельефе, дело обстоит сложнее. Причиной такого поднятия не может быть восходящий конвективный поток. Как сказано выше, при умеренных значениях критерия Рэлея такой поток в рельефе не отражается. Возникновение рельефа возможно лишь при высоких числах Рэлея, когда конвекция происходит в форме нестационарных *куполов* в турбулентном режиме (как в кастрюле с кипящей водой). Ясно, что для неотектонических *линейных* поднятий такая ситуация исключается. Это означает, что возникновение поднятий, выраженных в рельефе, обусловлено другими причинами, например *внешним* по отношению к конвективной геодинамической ячейке горизонтальным сжатием. О возможном происхождении такого внешнего сжатия речь пойдет в главе 11. Здесь же мы примем возникновение поднятия в рельефе как факт, вынуждающий нас внести коррективы в представление о поверхностном горизонтальном потоке вещества в геодинамической ячейке.

Поднятия, выраженные в рельефе, гравитационно неустойчивы (см. выше). В природе функционируют два процесса, направленные на ликвидацию этой неустойчивости. Один из них мы уже разбирали (см. рис. 4.11*а*). Это — «гравитационное расползание» или «гравитационный коллапс» поднятий. Другой процесс — это денудация на сводах поднятий, перенос обломочного материала и его отложение в соседних впадинах. Данные неотектоники свидетельствуют, что денудация поднятий с последующей пенепленизацией рельефа происходят гораздо быстрее, чем их «гравитационное расползание». В этом геология отличается от физики. В физике капля жидкости гораздо быстрее расползается, чем испаряется (испарение можно считать аналогом денудации — своеобразным «раздроблением» жидкости).

Но если денудация, перенос материала и его отложение во впадинах происходят гораздо быстрее, чем «гравитационное расползание», то можно для анализа поверхностного переноса вещества рассмотреть следующую двухслойную модель компенсационной организации тектонического течения (рис. 4.15*а*). Нижний слой аналогичен нижней половине геодинамической ячейки, изображенной на рис. 4.12*а*. Верхний же слой того же состава обладает значительно меньшей вязкостью и поэтому имитирует гораздо более быстрый процесс денудации, переноса материала и осадконакопление. Как мы говорили выше, площади «лопастей» эпюр отражают количество материала, «протекающего» через одну из полуосей координат X или Z в единицу времени. А компенсационная организация тектонического течения состоит в том, что через, например, правую полуось X в правую верхнюю четверть геоди-

намической ячейки «втекает» в единицу времени столько материала, сколько его «вытекает» через верхнюю полуось Z. Однако из-за резко пониженной вязкости верхнего слоя столь же резко повышена скорость «вытекания» материала через верхнюю полуось Z. И для равенства площадей названных «лопастей» эпюр необходимо, чтобы столь же резко была уменьшена мощность верхнего слоя, что и отражено на рис. 4.15а. Эту ситуацию можно сравнить с уменьшением ширины русла реки на участках повышенной скорости течения воды.

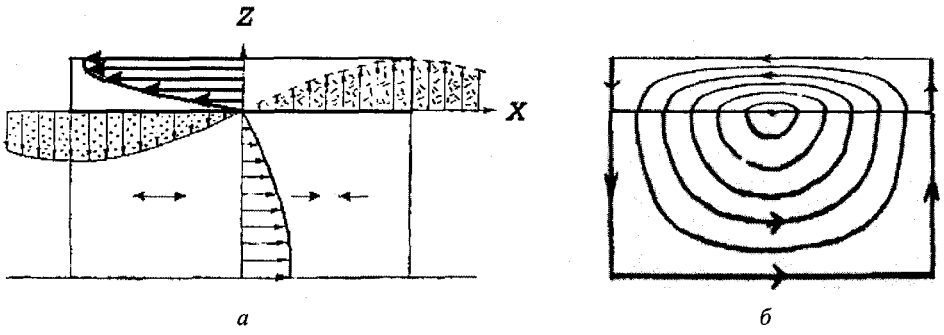


Рис. 4.15. Простейшая модель ячейки компенсационной организации тектонического течения в некоторой геосфере или толще при участии денудации на сводах поднятий и осадконакопления во впадинах (пояснения в тексте). *а* — поле скоростей течения в виде эпюр, характеризующих скорость течения на осях координат X и Z; через последние в соответствующую четверть ячейки «втекает» и из нее «вытекает» одинаковое количество вещества. *б* — замкнутые линии тока (траектории) движения элементарных объемов в ячейке. На земной поверхности преобладают вертикальные перемещения, что характерно для неотектонических движений (для более древних движений такая информация отсутствует)

Теперь, по аналогии с рис. 4.13*б* обозначим для нашего случая линии тока (рис. 4.15*б*). При этом сразу бросается в глаза следующее обстоятельство. Кинематический центр геодинамической ячейки, состоящей из двух слоев, расположен на границе этих слоев и находится гораздо выше геометрического центра ячейки. Поэтому на границе этих слоев резко преобладает вертикальная компонента поступательного перемещения элементарных объемов геологической среды. Вероятно, именно поэтому в областях новейших поднятий отчетливо выявляется вертикальная компонента тектонических движений, в то время как компенсирующий эти вертикальные перемещения поверхностный горизонтальный поток осуществляется посредством денудации поднятий, переноса обломочного материала и его отложения во впадинах.

Как и в случае с ячейкой без рельефа (см. рис. 4.12*а*), в нижней части поднятий господствует геодинамическая обстановка горизонтального сжатия, а в нижней части впадин — обстановка горизонтального растяжения (см. рис. 4.15*а*). Но в отличие от ячейки без рельефа в верхней части под-

нятий отсутствует обстановка горизонтального растяжения; вместо нее «действует» денудация. Аналогичным образом в верхней части впадин отсутствует обстановка горизонтального сжатия; ее роль «исполняет» осадконакопление.

Следует отметить некоторую искусственность рассмотренной двухслойной модели. Как уже было упомянуто, оба слоя сложены *одним и тем же* веществом, частицы которого при переходе вверх через границу слоев в правой половине модели резко понижают свою вязкость, а при переходе вниз через эту границу (в левой половине модели), наоборот, резко увеличивают свою вязкость. Возможная физическая аналогия — это жидкость в нижнем слое и ее газообразный пар в верхнем слое. В этом случае испарение жидкости на границе слоев в правой половине модели имитирует денудацию на сводах поднятий, а конденсация пара на этой границе в левой половине модели — осадконакопление.

4.4. СМЕНА ЭЛЕМЕНТАРНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК И НАЛОЖЕНИЕ СООТВЕТСТВУЮЩИХ ИМ СТРУКТУРНЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ В ПРОЦЕССЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ

Все, о чем говорилось выше, представляло собой, выражаясь дипломатическим языком, «протокол о намерениях». В частности, на рис. 4.12, 4.13 и 4.15 изображалось только поле скоростей тектонического течения, но не само тектоническое течение как процесс, протекающий за определенный промежуток времени. А на рис. 4.12*а* и 4.15*а* были обозначены только геодинамические обстановки горизонтального сжатия и растяжения, господствующие в соответствующих областях ячейки, но не те структурные парагенезы, которые формируются в этих областях также за некоторый промежуток времени. Следующий шаг — это выявление *эволюции* тектонического течения в пределах ячейки во времени.

4.4.1. Координаты Эйлера для характеристики поступательного движения и вращения и координаты Лагранжа для характеристики деформации

Существуют две позиции наблюдателя, который располагается в начале координат. Одна позиция — это центр ячейки. В этом случае наблюдатель регистрирует постепенное *перемещение* со временем элементарных объемов геологической среды с места на место и их *вращение*. Как уже говорилось выше, это — регистрация событий в *координатах Эйлера*.

Другая позиция наблюдателя — это центр одного из элементарных объемов. В этом случае наблюдатель, а вместе с ним и система координат будет перемещаться и вращаться вместе с этим объемом, регистрируя постепенную *деформацию* этого объема; это — регистрация событий в *координатах*

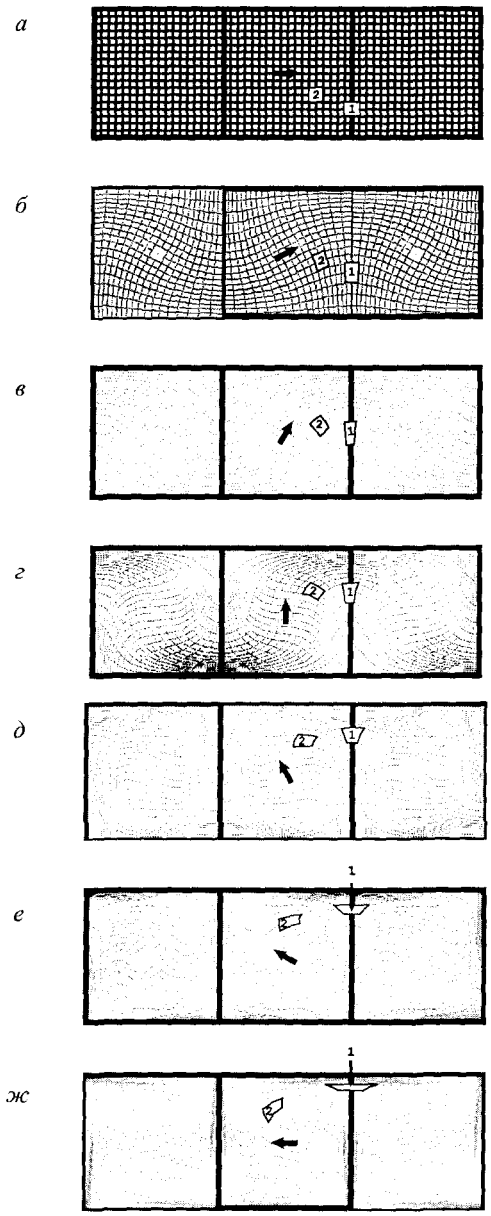


Рис. 4.16. Простейшая модель поступательного движения, вращения и деформации элементарных объемов (первичных квадратов) в ячейке компенсационной организации тектонического течения в некоторой геосфере или толще. В центре ячейки происходит энергетически «выгодное» почти «жесткое» вращение при минимуме поступательного движения и деформации квадратов; стрелка (наподобие часов, только в обратную сторону) обозначает возрастающим углом своего наклона (по отношению к положительному направлению оси абсцисс) последовательные этапы процесса *а*→*ж*. Структурные парагенезы, формирующиеся в квадратах 1 и 2 с первично горизонтальной слоистостью, показаны на рис. 4.17

Лагранжа. Выше, при характеристике различных деформаций, мы как раз и использовали координаты Лагранжа (см., например, рис. 4.4), не интересуясь поступательным движением нашего элементарного объема и его вращением.

Чтобы все это представить более наглядно, проследим за эволюцией тектонического течения в пределах ячейки компенсационной организации тектонического течения. В качестве исходных данных используем поле скоростей тектонического течения, отраженное в формуле (4.3.3) и показанное на рис. 4.13*а*. Разобьем нашу ячейку на элементарные объемы первично квадратной формы (рис. 4.16*а*). Наша следующая задача — определить местоположение вершин квадратов — узлов сетки — через заданные промежутки времени в предположении, что эти точки движутся вдоль линий тока, показанных на рис. 4.13*б*. Подробности решения этой задачи с помощью эллиптических интегралов первого рода приведены в книге (Гончаров, 1979). В результате получаем картину эволюции тектонического течения в виде перемещенных узлов сетки и деформированных первичных квадратов (рис. 4.16*б–ж*) через заданные промежутки времени. В качестве безразмерной меры таких промежутков времени использована своеобразная «часовая стрелка», начало которой располагается в начале координат и которая вращается против обычной часовой стрелки. На рис. 4.16*а* (начало процесса) «часовая стрелка» совпадает с осью X, на рис. 4.16*б* она образует с этой осью угол 30°. На рис. 4.16*в* она повернута уже на 60° и т. д. до 180° на рис. 4.16*ж*.

Нетрудно заметить, что в процессе тектонического течения каждый первичный квадрат испытывает свою *индивидуальную* эволюцию в виде сочетания поступательного перемещения, вращения и деформации.

4.4.2. Роль поступательной компоненты тектонического течения в перемещении элементарных объемов горных пород на участки с иной геодинамической обстановкой

Проследим за эволюцией одного из первичных квадратов, помеченного на рис. 4.16 цифрой 1; в увеличенном виде он показан на рис. 4.17. Этот элементарный объем, находящийся на оси поднятия, вначале располагается в нижней части этого поднятия (см. рис. 4.16*а*, 4.17*а*). Затем он перемещается вверх и одновременно испытывает горизонтальное сжатие; внутри него формируется прямая складчатость (см. рис. 4.16*б–г*, 4.17*б–г*). Но затем объем может попасть в верхнюю часть поднятия, где господствует уже горизонтальное растяжение. При этом складчатость обратно распрямляться не будет. Вместо этого вертикальные осевые поверхности складок будут изгибаться в складки второй генерации теперь уже с горизонтальными осевыми поверхностями (см. рис. 4.16*д–ж*, 4.17*д–ж*). Такая наложенная складчатость весьма характерна для метаморфических комплексов.

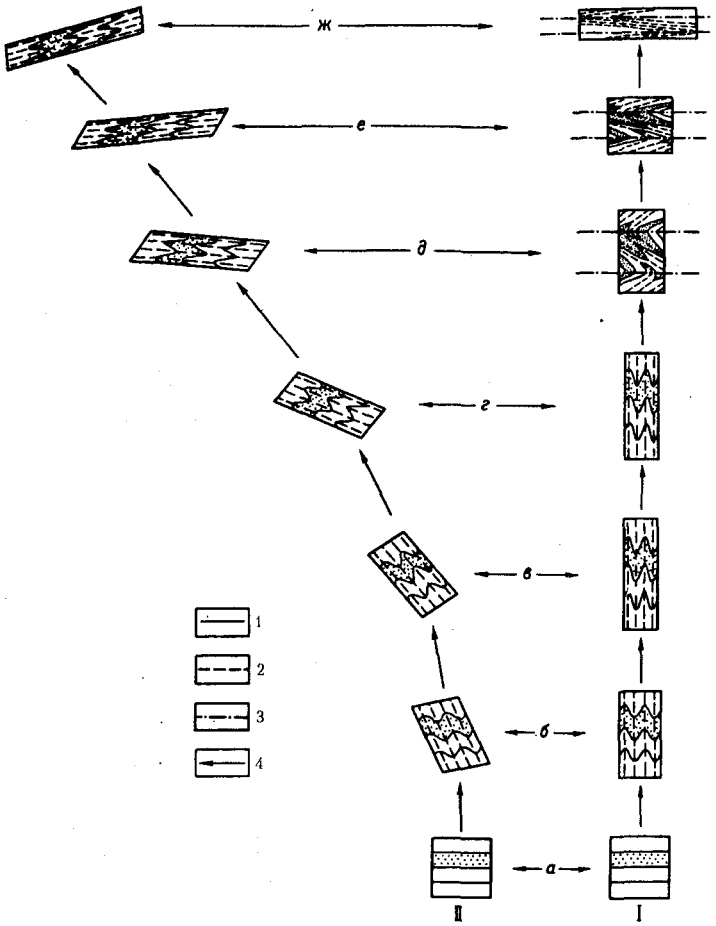


Рис. 4.17. Эволюция структурных парагенезов в первичных квадратах I и II, соответствующих квадратам 1 и 2 на рис. 4.16. 1 — слоистость; 2–3 — осевые плоскости складок (2 — ранних, 3 — наложенных); 4 — направление поступательного перемещения рассматриваемого участка

4.4.3. Роль вращательной компоненты тектонического течения в изменении знака или направления деформации элементарного объема

Если взять элементарный объем, несколько удаленный от оси поднятия и помеченный на рис. 4.16*а* цифрой 2 (в увеличенном виде — рис. 4.17*а*), то мы увидим, что его структурная эволюция будет несколько иной, чем у описанного объема 1. Он также из обстановки горизонтального сжатия (см. рис. 4.16*б–г*, 4.17*б–г*) попадет в обстановку горизонтального растяжения и компенсирующего его вертикального сжатия (см. рис. 4.16*д–ж*, 4.17*д–ж*). Но одновременно он испытает вращение против часовой стрелки, в результате чего складчатость из

прямой превратится в лежачую и, по-прежнему испытывая сжатие, теперь уже вертикальное, будет сжата еще больше. Эта ситуация характерна для краевых частей антиклинориев.

Необходимо подчеркнуть весьма любопытное обстоятельство. Как мы видели выше и как это следует из формул (4.3.5) — (4.3.8), *все* без исключения квадраты находятся в одной из двух *элементарных* геодинамических обстановок — горизонтального сжатия или горизонтального растяжения (см. рис. 4.14). На первый взгляд при *строго горизонтальном* направлении оси максимального сжатия должна формироваться *прямая* складчатость. Между тем прямая складчатость образуется лишь на оси восходящего потока (см. квадрат 1 на рис. 4.16 и 4.17), а также на оси нисходящего потока; на обеих этих осях отсутствует компонента вращения. Большинство же первичных квадратов испытали не только горизонтальное сжатие в совокупности с вращением (в этом случае они превратились бы в повернутые *прямоугольники*), но также и «скашивание», в результате чего они приняли форму *параллелограмма*. Объяснение здесь таково. В процессе своей эволюции каждый такой квадрат вращается, в то время как ось максимального сжатия сохраняет горизонтальное положение. В результате в координатах Эйлера квадрат сжимается только в одном направлении, но в координатах Лагранжа — все время в разных направлениях, подобно шашлыку, который подогревается только снизу, но в результате вращения поджаривается с разных сторон.

Весьма примечательна эволюция четырех первичных квадратов, расположенных в центре ячейки (см. рис. 4.16). Они практически не испытывают ни поступательного перемещения, ни деформации, а лишь вращаются вокруг центра ячейки. Как мы видели выше, для пластического деформирования тела над ним совершается работа, отображаемая формулой (2.3.2), а передаваемая при этом телу энергия «диссипируется» в тепло. В нашем случае центральные квадраты почти не деформируются, и тем самым «экономится» энергия. Поэтому квадратная ячейка, изображенная на рис. 4.13, является наиболее «энергетически выгодной» для организации движений конвективного типа, что подтверждено многократными экспериментами. Фактически в центре такой ячейки происходит почти «жесткое» вращение вещества. Аналогичную картину может наблюдать каждый, когда помешивает ложечкой чай в чашке; при этом частицы чая, всплывшие на поверхность, маркируют почти «жесткое» вращение жидкости, наиболее «энергетически выгодное».

4.4.4. Последовательное наложение разных структурных парагенезов и проблема механизма их наложения

На рис. 4.12*б* были изображены структурные парагенезы, возникающие на разных участках ячейки. Однако элементарные объемы, в которых возникают эти парагенезы, в результате своего поступательного перемещения попадают в другие участки ячейки, и происходит наложение нового структурного

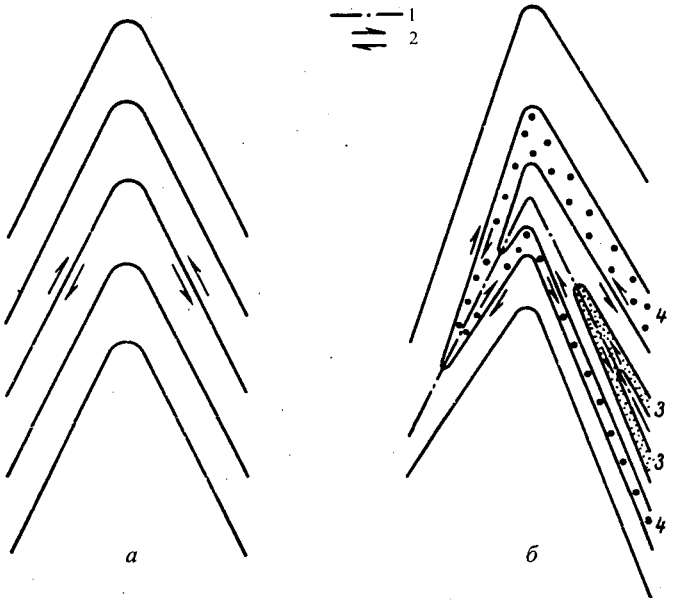


Рис. 4.18. Проблема механизма наложения разных структурных парагенезов. В качестве примера показано наложение складки второй генерации на складку 1-й генерации в наиболее простом случае параллельности шарниров обеих складок. Для формирования складки необходимо взаимное проскальзывание смежных слоев на ее крыльях. Но в данном случае на крыле складки второй генерации находится замок складки первой генерации. Поэтому проскальзывание смежных слоев чревато разрывом вдоль осевой поверхности складки первой генерации. 1 — осевая плоскость складки первой генерации, изогнутая в складку второй генерации; 2 — направление относительного проскальзывания при формировании складок обеих генераций; 3, 4 — номера слоев в складке второй генерации

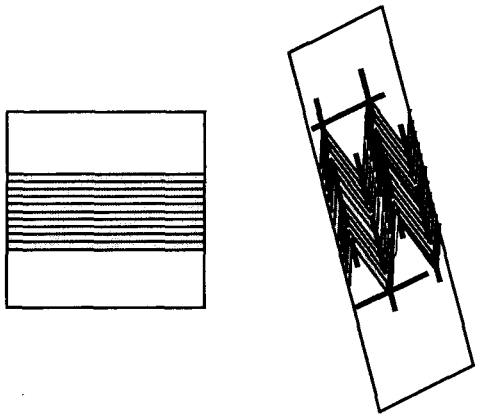
парагенеза на ранее сформированный парагенез структур. Например, в нижней части впадины на участке 7 в обстановке горизонтального растяжения в горизонтально залегающих слоях возникает горизонтальная сланцеватость. Затем этот элементарный объем перемещается на участок 9, где слоистость и сланцеватость сминаются в мелкие резко асимметричные практически лежачие складки первой генерации (см. рис. 4.7*а*). Затем этот объем попадает в нижнюю часть поднятия на участок 2, где он подвергается горизонтальному сжатию с образованием наложенных прямых или наклонных складок второй генерации (см. рис. 4.7*б*). После этого наш объем вместе с восходящим потоком поднимается в верхнюю часть поднятия, где, как мы уже видели (см. рис. 4.17*д–ж*), он испытывает горизонтальное растяжение и компенсирующее вертикальное сжатие с формированием наложенных складок уже третьей генерации. Такая структурная эволюция весьма характерна для метаморфических комплексов. Она является результатом *единого* процесса, а не *последовательного* приложения разнонаправленных *внешних* сил, как это иногда предполагается.

Факты наложения структурного парагенеза одной генерации на структурный парагенез более ранней генерации установлены при полевых наблюдениях. А вот вопрос о *механизме* такого наложения еще даже не ставился. Рассмотрим в качестве примера наложение складки второй генерации на складку первой генерации в наиболее простом случае параллельности шарниров обеих складок (рис. 4.18). Мы уже знаем, что для формирования складки необходимо взаимное проскальзывание смежных слоев на ее крыльях. Но в нашем случае на крыле складки второй генерации находится замок складки первой генерации, поэтому проскальзывание смежных слоев в данном случае чревато разрывом вдоль осевой поверхности складки первой генерации. Что происходит в действительности — этот и подобные вопросы еще ждут своего решения.

4.4.5. Моделирование на ЭВМ в компьютерном классе

Как уже говорилось выше, простейшая численная модель конвекции (см. рис. 4.16) предоставляет возможность весьма наглядно продемонстрировать все особенности компенсационной организации тектонического течения, в том числе соотношение компонент поступательного движения, вращения и деформации элементарных объемов, составляющих конвективную ячейку. Это позволяет прогнозировать структурные парагенезы, возникающие на разных участках конвективной ячейки, и эволюцию этих парагенезов на последовательных этапах процесса конвекции. На практических занятиях каждый студент получает в качестве задания один из множества первичных квадратов и следит за поступательным перемещением, вращением и деформацией этого квадрата. На каждом этапе эволюции квадрата, который в общем случае превращается в параллелограмм, в этот параллелограмм предлагается вписать складчатость (в случае сокращения основания первичного квадрата). Эта складчатость должна иметь следующие параметры (рис. 4.19*б*): 1) зеркало складчатости параллельно основанию первичного квадрата; 2) осевые поверхности складок параллельны другой (первоначально вертикальной) стороне первичного квадрата; 3) первоначальная длина слоев (рис. 4.19*а*) остается неизменной.

Обратная задача — восстановление «первичных» квадратов по реальным разрезам складчатых областей — представляет значительные трудности. Недавно Ф. Л. Яковлев разработал соответствующую методику и успешно применил ее на примере складчатых областей Большого Кавказа и других регионов. Суть этой методики состоит в том, что полоса реальной обнаженности на геологическом разрезе (от русла реки до поверхности рельефа) разбивается на элементарные объемы (домены) складчатой толщи, после чего с ними производятся операции, обратные тем, о которых говорилось выше. Другими словами, эти домены возвращаются путем обратного поступательного перемещения на то место, которые они занимали до складкообразования, а их обратные вращение и деформация приводят слоистость в первично горизонтальное



а *б*

Рис. 4.19. Параметры складчатости, формирующейся в одном из первичных квадратов, показанных на рис. 4.16*а*, при эволюции конвективного процесса (рис. 4.16*а*→*ж*). Пояснения в тексте

положение. В результате стратиграфический разрез осадочной толщи предстает не в виде традиционной *одномерной* вертикальной стратиграфической колонки, а в виде *двумерного* разреза доскладчатой толщи, в котором материальная линия (исходный послескладчатый денудационный рельеф земной поверхности) обозначает пространственное расположение тех частей стратиграфического разреза, которые *реально* наблюдались в обнажениях.

Часть II

ТЕКТОНОФИЗИКА СТРУКТУРИРОВАННОЙ СРЕДЫ

ГЛАВА 5

ФИЗИЧЕСКИЕ ПОДХОДЫ К ИЗУЧЕНИЮ ДЕФОРМАЦИЙ СТРУКТУРНО-НЕОДНОРОДНЫХ СРЕД

Продолжающиеся на все более глубоком уровне исследования свойств твердых тел подготовили почву для создания и развития нового раздела механики — механики структурированной среды. В данной главе мы рассмотрим два относительно недавно сформировавшихся подхода к изучению пластичности и деформации твердых тел: атомно-молекулярный подход и мезомеханику структурно-неоднородных сред.

5.1. АТОМНО-МОЛЕКУЛЯРНЫЙ ПОДХОД

В отличие от механики сплошных сред, основанной на абстрактном математическом понятии частицы сплошной среды, в **атомно-молекулярном подходе** при описании механических свойств твердых тел фигурируют взаимодействующие между собой атомы и молекулы, из которых состоят реальные материалы. Особой популярностью такой подход пользуется у кристаллофизиков, изучающих микроскопические физические процессы, лежащие в основе механического поведения различных кристаллических материалов: металлов, сплавов, керамик и т. п. Понимание физики процессов является весьма полезным для механики при выборе тех или иных феноменологических моделей и при анализе границ их применимости, но особая ценность такого подхода заключается в возможности создавать новые конструкционные материалы с заранее заданными механическими свойствами. Кристаллические конструкционные материалы (как и горные породы) часто представляют собой

сложные многокомпонентные и многофазные системы, деформацию которых нельзя свести к деформациям составляющих их компонентов. Тем не менее при этом невозможно обойтись без понимания процессов, происходящих в относительно простых кристаллических структурах: монокристаллах и однофазных поликристаллах.

5.1.1. Идеальный кристалл

В кристаллофизике модели идеальных кристаллов представляются в виде правильных трехмерных решеток различной конфигурации, в узлах которых располагаются атомы. Конфигурацию решеток определяет закон, которому подчиняется расположение атомов в пространстве. Этот закон может быть простым либо сложным, но во всех случаях, подчиняясь ему, атомы в кристаллах располагаются упорядоченно.

В узлах кристаллической решетки атомы удерживаются силами межатомного взаимодействия, имеющими электрическую природу. На рис. 5.1*а* эти силы изображены в виде одинаковых пружин, образующих каркас решетки, в узлах которой расположены шарики-атомы. Если при заданных внешних условиях атомы располагаются строго в узлах решетки на расстоянии l один от другого, пружины, соединяющие шарики, уравновешивают друг друга (их можно считать ненагруженными) и вся система находится в устойчивом состоянии — состоянии равновесия. Нетрудно убедиться, что кристаллическая система, находящаяся в устойчивом равновесном состоянии, обладает минимальной энергией. Представим себе кристалл, состоящий из трех атомов, расположенных на одной прямой и соединенных одинаковыми пружинами (рис. 5.1*б*). Если в такой системе первый и третий атомы зафиксировать, то пружины, с помощью которых эти атомы взаимодействуют со вторым, будут обладать минимальной энергией в случае, когда второй атом располагается строго посередине между первым и третьим. Если второй атом сдвинуть из этого положения, то одна из пружин растянется, а вторая — сожмется, т. е. энергия, запасенная в каждой из пружин, возрастет и возрастет энергия всей системы в целом.

Окажем на кристалл, находящийся в состоянии равновесия, внешнее воздействие, например растянем его в каком-то направлении. Пружины, соединяющие атомы, растянутся, и в них возникнут силы, которые будут стремиться вернуть атомы в исходное равновесное состояние. Иными словами, при деформации в кристалле возникнут внутренние напряжения. При снятии с кристалла растягивающей нагрузки пружины сожмутся и вернут атомы в исходные позиции, т. е. исчезнут внутренние напряжения и кристалл примет прежнюю форму. Приведенная модель наглядно показывает, что деформация идеального кристалла, определяемая смещением атомов из положения равновесия, имеет обратимый характер, т. е. является упругой. Упругая деформация описывается приводимым выше законом Гука, устанавливающим прямую

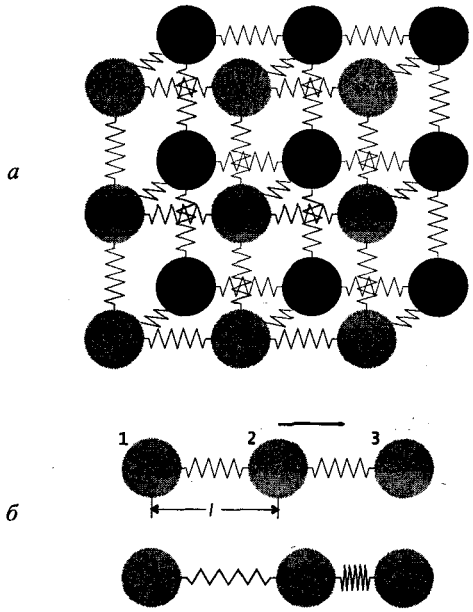


Рис. 5.1. *а* — идеальный кристалл со связями, моделируемыми пружинами; *б* — пружинная модель одномерного кристалла, поясняющая его деформацию

пропорциональную зависимость между деформацией и напряжением. Действительно, чем больше деформируется кристалл, тем сильнее растягиваются (или сжимаются) пружины и тем большая сила стремится вернуть атомы в начальное положение. В формуле Гука коэффициент пропорциональности E (модуль упругости или модуль Юнга) характеризует «жесткость пружин», т. е. прочность связей атомов в кристаллах различных материалов: прочнее связь — больше модуль. Таким образом, упругость является свойством материалов, определяемым прочностью связей атомов в кристаллах. Прочность связей атомов в кристаллах различных материалов имеет конечные значения. К кристаллу можно приложить такую нагрузку, при которой «пружины», скрепляющие атомы, не выдержат и порвутся, причем порвутся одновременно все, т. к. все они совершенно одинаковые. Практически это будет означать, что кристалл распался на отдельные атомы. Предельные значения напряжений, при которых происходит разрыв связей атомов в идеальных кристаллах, называют теоретическим пределом прочности. Очевидно, что в данном случае он совпадает с теоретическим пределом упругости. При достижении этого предела идеальный кристалл разрушается. Такие предельные значения напряжений, вычисленные для многих кристаллов, имеют порядок $G/10$ (десятой части модуля сдвига). Однако на практике оказывается, что теоретические значения предела прочности идеальных кристаллических структур на два-три порядка превышают этот максимум для реальных тел. Причина столь больших

различий состоит в том, что реальные кристаллы в отличие от идеальных содержат множество отклонений от правильного, строго упорядоченного расположения атомов в решетке, т. е. содержат множество дефектов кристаллической структуры. С наличием дефектов связаны многие механические свойства реальных кристаллических материалов, в том числе пластичность: способность кристаллов деформироваться необратимо.

5.1.2. Реальные кристаллические структуры

Среди дефектов реальных кристаллических структур различают *точечные* («нуль мерные»), *линейные* («одномерные»), *плоскостные* («двумерные») и *объемные* («трехмерные»).

К точечным дефектам относятся межузельные атомы — атомы, располагающиеся между узлами решетки, и вакансии — узлы решетки, не занятые атомами. Появление точечных дефектов связано с тем, что атомы в узлах решетки реальных кристаллов, находящихся при определенной конечной температуре, постоянно испытывают тепловые колебания вокруг узла решетки, т. е. вокруг положения равновесия, причем интенсивность таких колебаний увеличивается с увеличением температуры. Колебания происходят рассогласованно, поэтому в огромном ансамбле колеблющихся атомов всегда имеется вероятность того, что амплитуда колебания какого-то атома может превысить допустимую величину, при которой он удерживается в узле. Иными словами, в огромном ансамбле рассогласованно колеблющихся атомов случайно могут возникать ситуации, когда энергия колебаний какого-то атома превышает энергию взаимосвязи атомов в решетке и атом покидает узел, переходя в межузлие. Такие случайные образования «сгустков» энергии в реальных кристаллах физики называют энергетическими флуктуациями. Так как возникновение флуктуаций связано с тепловым колебанием атомов, число точечных дефектов в реальных кристаллах возрастает с ростом температуры, однако возрастает не беспредельно. Оказывается, что при каждой определенной конечной температуре в кристалле того или иного строения может возникнуть вполне определенная концентрация точечных дефектов, более того, именно такую концентрацию дефектов кристаллу иметь энергетически выгодно. Концентрацию точечных дефектов реального кристалла при определенной температуре называют *равновесной*. Равновесная концентрация точечных дефектов поддерживается самопроизвольно, регулируясь в зависимости от изменения температуры. Таким образом, любой реальный кристалл, находящийся в природе, имеет в своем упорядоченном строении определенную долю беспорядка, выражающегося в наличии равновесной концентрации точечных дефектов.

Кроме точечных дефектов в реальных кристаллах практически всегда присутствуют структурные неоднородности иного рода: дислокации, различные границы, поры, микротрещины и т. п., нарушающие кристаллическую структуру. В отличие от точечных, все остальные типы дефектов кристаллам иметь

энергетически невыгодно, однако в естественном процессе формирования кристаллического вещества избежать их появления практически невозможно.

Дислокации (линейные дефекты) представляют собой нарушения в правильности строения кристаллических решеток реальных кристаллов. Наиболее простым типом дислокаций являются краевые дислокации. Кроме того, в реальных кристаллах имеют место винтовые дислокации и более сложные дислокационные структуры.

Краевые дислокации представляют собой дефекты решетки, вызванные наличием в ней лишней полуплоскости, вдвинутой между двумя геометрически правильными атомными плоскостями (рис. 5.2*а*). Искажение решетки при наличии в кристалле краевой дислокации происходит лишь вблизи линии, ограничивающей укороченную плоскость. Эта линия называется ядром дислокации. Таким образом, краевая дислокация — это область кристалла, протяженная в одном измерении вдоль незавершенной кристаллографической плоскости. Различают краевые дислокации противоположных знаков в зависимости от того, какая часть плоскости отсутствует (рис. 5.2*б*). Две соседние дислокации одного знака отталкиваются друг от друга, а противоположного — притягиваются и могут взаимоуничтожаться.

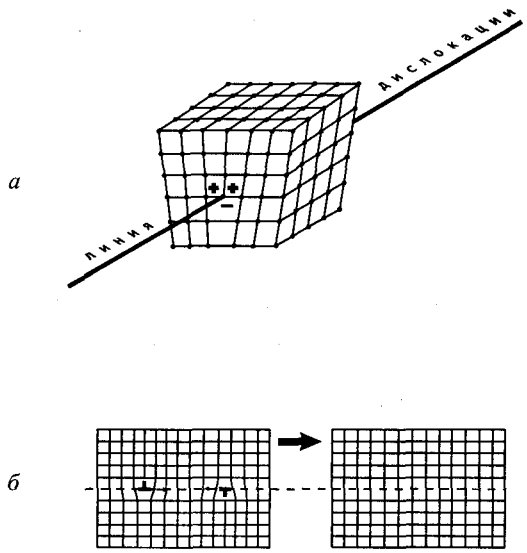


Рис. 5.2. *а* — краевая дислокация. Знаками «+» и «–» отображено напряженное состояние кристалла вблизи ядра дислокации; *б* — схема взаимоуничтожения (аннигиляции) двух краевых дислокаций с противоположными знаками, которые встретились в одной плоскости скольжения

Определенное расположение краевых дислокаций в монокристалле может образовывать границу раздела между блоками, в которых ориентировка решетки развернута на небольшой угол. Величина этого угла зависит

от интервала h между параллельными краевыми дислокациями одного знака, располагающимися в соседних плоскостях решетки (рис. 5.3). Чем меньше этот интервал, тем больше угол разориентации. Если интервал соизмерим с параметром решетки, дислокации сблизятся настолько, что практически сольются и потеряют индивидуальность. Образуется граница с нарушенным кристаллическим строением, разделяющая блоки с упорядоченной кристаллической структурой, повернутые один относительно другого на небольшой угол. В результате формирования таких границ, называемых малоугловыми, монокристалл приобретает мозаичное строение (разбивается на субзерна). В тех случаях, когда граница разделяет участки кристаллического тела, повернутые друг относительно друга на большой угол, например зерна в поликристалле, такие границы уже могут рассматриваться как аморфизованный слой, где атомы расположены неупорядоченно. И в том и в другом случае границы раздела между кристаллическими блоками (плоскостные дефекты) являются областями ослабленных связей, а следовательно, потенциальными участками смещений блоков кристалла и разрушения кристаллического вещества.

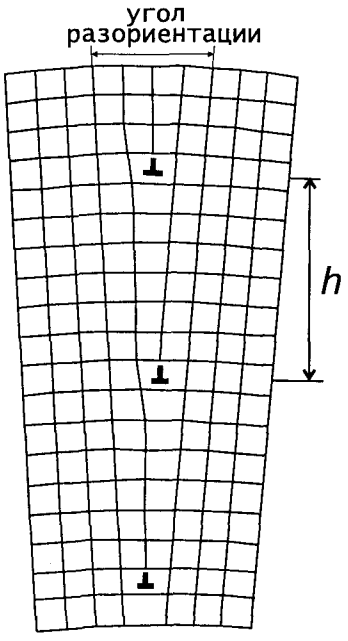


Рис. 5.3. Малоугловая граница, образованная параллельными краевыми дислокациями с интервалом h между ними

Объемные дефекты кристаллического вещества: поры, трещины, царапины, инородные твердые включения и т. п. — существенно нарушают упорядоченность кристаллической структуры, что значительно влияет на механические свойства реальных материалов.

Итак, в отличие от идеальных реальные кристаллические структуры содержат различные дефекты, в которых локально нарушается периодичность решетки. Эти дефекты являются потенциальными «носителями» пластичности, причем конкретные механизмы пластичности могут быть связаны как с отдельными типами дефектов, так и с взаимодействием различных дефектов между собой. Так, с точечными дефектами связаны диффузионные механизмы пластической деформации, с линейными — трансляционные, с плоскостными — зернограничные или, иначе, механизмы межзерновой деформации.

5.1.3. Механизмы пластичности кристаллов

Диффузионные процессы в кристаллическом веществе протекают всегда, независимо от того, испытывает кристалл какие-либо внешние воздействия или нет. Однако в ненагруженных кристаллах диффузия носит случайный хаотический характер, в то время как в кристаллах, испытывающих внешние силовые воздействия, диффузионные процессы становятся направленными. Среди различных механизмов диффузионного перемещения вещества в кристаллах основное место занимает вакансионный механизм, заключающийся в перескоке атомов в соседние вакансии, в результате чего образуются вакантные узлы на новом месте. Эти узлы, в свою очередь, занимаются другими соседними атомами и т. д. Таким образом, в кристалле постоянно происходит перемещение атомов и вакансий. Если такая перемена мест происходит хаотически, это обстоятельство никак не сказывается на форме и размерах кристалла в целом, т. к. концентрация вакансий при заданной температуре остается постоянной, а их распределение по объему — равновесным (суммарный алгебраический поток перемещения атомов равен нулю).

Иная картина диффузионного перемещения вещества наблюдается в неравномерно нагруженном кристалле (рис. 5.4). Если деформируемый кристалл не содержит никаких других дефектов, кроме точечных, напряжения в любых точках внутри тела оказываются одинаковыми, однако на поверхностях они различны: к торцевым поверхностям приложены растягивающие напряжения, а к боковым — сжимающие. Очевидно, концентрация вакансий вблизи этих поверхностей будет отличаться от равновесной. Вблизи торцевых поверхностей кристалла она будет выше равновесной, а вблизи боковых — ниже. Такое неравномерное распределение вакансий создает направленный диффузионный поток, стремящийся выровнять их концентрацию. Атомы начнут перемещаться от боковых поверхностей кристалла к торцевым, в результате чего атомные слои на боковых поверхностях будут «разбираться», а на торцевых — будут формироваться новые атомные слои. В конечном счете кристалл станет тоньше и длинней, т. е. деформируется. Таким образом, можно сказать, что вакансии — это носители пластической деформации, которая осуществляется путем переноса вещества.

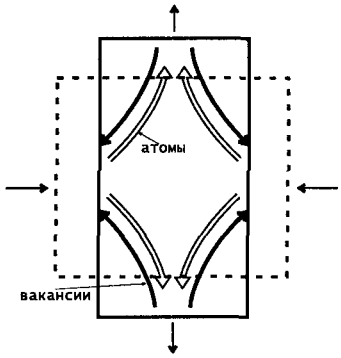


Рис. 5.4. Направленные потоки атомов и вакансий, возникающих на боковых и торцевых поверхностях монокристалла под влиянием приложенных напряжений

Трансляционные механизмы пластичности заключаются в согласованном смещении частей кристалла вдоль кристаллографических плоскостей, проходящих через ядра дислокаций. Прежде чем изложить суть трансляционного механизма пластичности и обозначить роль дислокаций в этом процессе, следует обратиться к теоретической модели сдвига в бездефектном кристалле. Впервые такая модель была исследована Я. И. Френкелем в 1924 г. и впоследствии неоднократно проверялась и уточнялась многими физиками-теоретиками. В модели рассчитывалось максимальное сдвиговое напряжение, необходимое для смещения одной части кристалла относительно другой вдоль кристаллографической плоскости при условии, что в плоскости сдвига одновременно перемещаются все атомы сдвигаемой части кристалла относительно неподвижной. Именно такие представления о пластическом сдвиге в кристалле существовали в то время. Рассчитанные таким образом напряжения оказались на три порядка выше экспериментальных, т. е. выяснилось глубокое противоречие между теоретическим представлением о процессе сдвига в кристалле с многочисленными экспериментальными данными. Устранить это противоречие удалось лишь через несколько лет благодаря появлению представлений о дислокациях и их роли в механизмах пластичности. Оказалось, что основное противоречие заключалось в исходном предположении об одновременном смещении всех атомов в плоскости сдвига. В реальных кристаллах сдвиг не захватывает одновременно всю плоскость скольжения, а осуществляется постепенно, чему способствуют подвижные дефекты — дислокации.

Поскольку дислокации являются дефектами, нарушающими периодичность решетки, с ними связаны напряженные области, располагающиеся в кристалле вокруг дислокаций. На рис. 5.2*а* видно, что вблизи края «лишней» полуплоскости (в ядре дислокации) решетка искажена: межатомные расстояния отличаются от межатомных расстояний в совершенной решетке, причем в одних местах (+) действуют *сжимающие* напряжения (атомы сближены), а в других (–) — *растягивающие* (атомы удалены один от другого). Таким

образом, в *ядрах* дислокаций заключена *повышенная энергия*, и в эту энергию вносят вклад как области сжатия, так и области растяжения. Энергия тем выше, чем длиннее дислокации, поэтому дислокации всегда стремятся уменьшить свою длину.

Приложение к кристаллу сдвиговых напряжений вызывает смещение одной его части относительно другой по плоскости, проходящей через ядро дислокации, причем сдвиг осуществляется постепенно. Дислокация как бы скользит по плоскости сдвига от одного края кристалла к другому, пока не выйдет на его поверхность. Последовательные стадии одного акта сдвига, осуществляемого посредством скольжения краевой дислокации, показаны на рис. 5.5. В результате такого акта две части кристалла смещаются одна относительно другой на величину, равную параметру решетки. При многократном повторении такого акта две части кристалла смещаются на значительную величину. В реальном кристаллическом веществе содержится огромное количество дислокаций, поэтому пластическая деформация, осуществляемая механизмом трансляций, может достигать значительных размеров. Таким образом, дислокации — это носители пластической деформации, осуществляемой посредством скольжения.

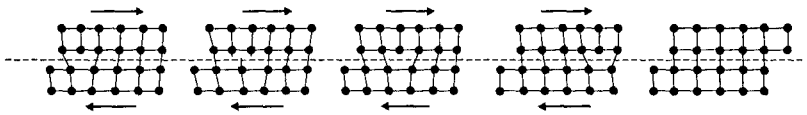


Рис. 5.5. Схема сдвига, обусловленного движением дислокации

Пластическая деформация кристаллического вещества может происходить и путем смещений зерен по границам. В определенных условиях прочность границ на сдвиг может ослабляться, и смежные кристаллы в кристаллическом материале будут перемещаться вдоль разделяющих их границ. Такой механизм приводит к макроскопическому деформированию поликристаллов с малой деформацией самих зерен. Плоскостные дефекты типа границ зерен являются носителями пластической деформации, протекающей посредством межзерновых (зернограничных) механизмов.

Так же как и идеальные кристаллы, кристаллы, содержащие какой-либо один тип дефектов, можно представить лишь теоретически (исключение составляют специально выращиваемые очень тонкие нитевидные кристаллы — так называемые усы). Реальные же кристаллические материалы содержат все типы дефектов, и в процессе деформации последние взаимодействуют между собой. С взаимодействием дефектов разных типов связаны различные механические свойства и механизмы пластичности реальных кристаллов. Рассмотрим некоторые из них.

С взаимодействием точечных и линейных дефектов связан механизм пластичности, называемый механизмом «восхождения» дислокаций. Пример

действия такого механизма показан на рис. 5.6, где изображен кристалл, в котором имеются различным образом ориентированные дислокации. Если к такому кристаллу приложить нагрузку, то незавершенные плоскости, ориентированные параллельно оси растяжения, будут «разбираться» и атомы, уходящие из этих плоскостей, начнут достраивать незавершенные плоскости, ориентированные нормально к оси растяжения. Разбор одних незавершенных плоскостей и достраивание других являются процессами «нисхождения» и «восхождения» дислокаций. В результате действия такого механизма кристалл удлиняется в одном направлении и укорачивается в другом.

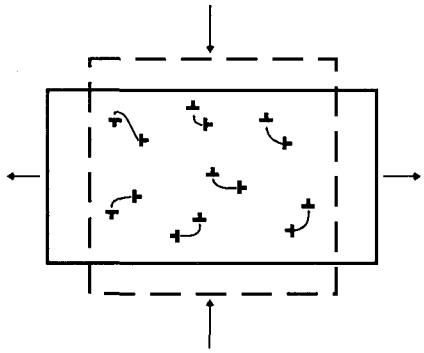


Рис. 5.6. Удлинение кристалла с дислокациями под влиянием нагрузки. Стрелками показаны направления потоков атомов

В поликристаллическом веществе, т. е. в кристаллическом теле, пронизанном плоскостными дефектами: малоугловыми границами внутри зерен и границами зерен, границы могут играть роль источников и стоков вакансий. Те участки границ, которые расположены субпараллельно направлению приложенной нагрузки, подобно боковой поверхности монокристалла, изображенного на рис. 5.4, будут играть роль стоков, а те, которые расположены нормально к этому направлению, — роль источников вакансий. В данном случае при деформации взаимодействуют точечные и плоскостные дефекты, а сама деформация протекает путем взаимосогласованного изменения формы всех зерен кристаллического агрегата.

5.1.4. Влияние внешних условий деформирования на пластичность кристаллов

Приведенные выше некоторые механизмы пластичности кристаллов были рассмотрены безотносительно к внешним условиям деформирования. Однако на механические свойства кристаллических материалов существенное влияние оказывает температура. С ростом температуры увеличивается подвижность дефектов разных типов, следовательно, активизируются процессы их взаимодействия и, как следствие, повышается пластичность кристаллов.

При относительно низкой температуре (как правило, ниже 0,5 T плавления) основной вклад в пластичность материалов вносят трансляционные механизмы, связанные со скольжением дислокаций. Однако движению дислокаций по плоскостям скольжения мешают различные препятствия: объемные дефекты, атомы примесей, границы зерен, а также другие дислокации, количество которых увеличивается с увеличением деформации. Дислокации обладают свойством деформационного «размножения», вследствие чего возрастает их плотность, измеряемая количеством дислокаций в единице площади или их суммарной длиной в единице объема. Рост плотности дислокаций приводит к уменьшению расстояний между ними; они вступают во взаимодействие, образуют сложные сплетения, запутанные клубки. В такой сильно развитой дислокационной структуре скольжение дислокаций все более затрудняется и дальнейшая деформация требует все больших напряжений. Такой процесс приводит к деформационному упрочнению материалов, выражаемому на диаграммах σ — ε положительным наклоном кривой к оси деформации. В металлофизике такое упрочнение, называемое наклепом, используется для увеличения сопротивления металлов пластическим деформациям.

Динамически упрочненный кристаллический материал, содержащий большое количество дислокаций, является энергонасыщенной системой (выше отмечалось, что в ядре каждой дислокации заключена повышенная энергия). Такая система стремится снизить уровень энергии, и этому способствует повышение температуры. Если динамически упрочненный кристаллический материал подвергнуть нагреву выше 0,5 T плавления и выдержать его при такой температуре некоторое время, в нем наблюдаются структурные изменения, изменяющие механические свойства. Процесс термического воздействия на динамически упрочненный материал называют отжигом, а процесс структурных перестроек, осуществляемый в результате отжига, — статической рекристаллизацией. Статическая рекристаллизация заключается в видоизменении зерновой структуры материалов, происходящей посредством миграции границ зерен. Основной движущей силой миграции границ является разность энергий зерен, связанная с разностью плотности дислокаций. При повышении температуры увеличивается подвижность дефектов (в данном случае границ), направленная на снижение энергии. В результате зерна с большей плотностью дислокаций и, следовательно, с большей свободной энергией поглощаются зернами с минимумом дислокаций, а дислокации поглощаются границами. Таким образом материал «очищается» от дислокаций, становится менее энергонасыщенным. Далее свободная энергия поликристалла может уменьшаться за счет минимизации общей площади границ новообразованных зерен. Это достигается путем роста зерен, стремящихся к образованию равновесной полигональной структуры. Подвергшийся статической рекристаллизации динамически упрочненный материал практически полностью восстанавливает пластические свойства.

При температурах, превышающих 0,5 T плавления, значительно повышается подвижность дефектов всех типов и кристаллические материалы приобретают свойства ползучести. По преобладающим механизмам различают дислокационные и диффузионные типы ползучести.

Ползучесть дислокационных типов характеризуется тем, что в результате деформации процессы упрочнения материалов и процессы разупрочнения (возврата) стремятся к динамическому равновесию. Термином *«возврат»* в физике кристаллов обозначаются процессы, ведущие к уменьшению плотности дислокаций и к снижению блокировки их скольжения различными препятствиями. К их числу относятся процессы *переползания* дислокаций через препятствия, образование *дислокационных стенок*, процессы взаимоуничтожения (*аннигиляции*) дислокаций противоположных знаков (см. рис. 5.2*б*). Понятно, что равновесие размножения и уничтожения дислокаций, а также устранение препятствий их скольжению ведет к стационарности пластического течения, обеспечиваемого трансляционными механизмами. Механизмы преодоления дислокациями препятствий связаны с тем, что с повышением температуры активизируются процессы восхождения дислокаций, вследствие чего препятствие, оказавшееся на пути скольжения, может быть преодолено путем перехода дислокации на другую плоскость, т. е. переползти через препятствие (рис. 5.7*а*). Другой процесс, ведущий к снижению плотности дислокаций, заключается в образовании дислокационных стенок: малоугловых границ, разбивающих кристалл на субзерна (блоки мозаики), содержащие мало дислокаций. При повышенной температуре дислокации одного знака, расположенные на разных плоскостях, стремятся подстроиться одна под другую, образуя стенку (рис. 5.7*б*). Такое положение дислокаций кристаллу выгодно, т. к. в этом случае области сжатия, связанные с каждой из дислокаций, накладываются на области растяжения соседних дислокаций, в результате чего снижается уровень запасенной кристаллом энергии. Процесс фрагментации кристаллов на субзерна путем формирования дислокационных стенок называется *полигонизацией*. Полигонизация начинается на начальных стадиях дислокационной ползучести, когда деформация достигает нескольких процентов, а затем при возрастании деформации установившаяся субструктура находится в состоянии динамического развития: дислокационные стенки формируются и разрушаются, однако, что очень важно, средний размер субзерен остается постоянным. Он зависит лишь от приложенного напряжения, причем зависимость обратная и обычно не зависит от температуры (Пуарье, 1988).

При дальнейшем увеличении деформации, а также при увеличении температуры и приложенного напряжения процессы полигонизации могут сменяться процессами **динамической рекристаллизации**, причем выделяют два типа такой рекристаллизации: ротационную и миграционную. *Ротационной рекристаллизацией* называют увеличение разориентации субзерен, возникающих при полигонизации. Вследствие увеличения деформации разориентация

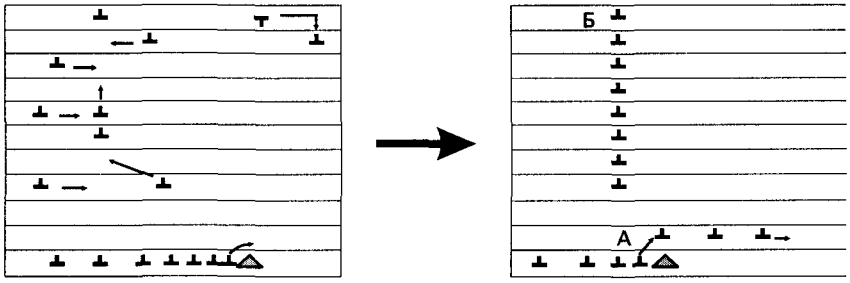


Рис. 5.7. *а* — механизм преодоления препятствия путем восхождения дислокаций (перехода на другую плоскость); *б* — образование дислокационных стенок (малоугловых границ) дислокациями одного знака, расположенными на разных плоскостях

субзерен может достигать настолько больших значений, что фактически материал приобретает новую зерновую структуру. Такой процесс разориентации осуществляется вследствие вращения субзерен без ощутимой миграции их границ. *Миграционная рекристаллизация* возникает вследствие быстрой миграции границ зерен. По своей природе этот процесс мало чем отличается от статической рекристаллизации, но осуществляется при деформации. В некоторых кристаллических материалах динамическая рекристаллизация происходит в результате сложного взаимодействия ротационной и миграционной рекристаллизации.

Экспериментально показано, что ротационный тип рекристаллизации не оказывает значительного влияния на механические свойства кристаллических материалов, в то время как при миграционном типе часто отмечается разупрочнение, проявляющееся в виде резкого падения напряжений на кривых σ — ε и увеличения скорости ползучести на кривых ε — t. Разупрочнение, сопровождающее динамическую рекристаллизацию, может быть причиной пластической неустойчивости, приводящей к формированию в образцах локализованных зон сдвига. При испытаниях с постоянной скоростью деформации иногда на кривых σ — ε отмечались периодические колебания вследствие появления волн динамической рекристаллизации в деформируемых образцах (Пуарье,1988).

При еще более высоких температурах, приближающихся к температурам плавления, дислокационные типы ползучести сменяются *диффузионными*. Это связано с экспоненциальной зависимостью диффузии от температуры. По механизму перемещения вещества при диффузии выделяют два типа такой ползучести: *ползучесть (крип) Набарро — Херринга* и *ползучесть (крип) Кобле*. При ползучести Набарро — Херринга перемещение атомов и вакансий происходит через объем кристаллов, т. е. ползучесть осуществляется путем объемной диффузии. Такой механизм был рассмотрен выше, при описании диффузионных механизмов пластичности (рис. 5.6). В отличие от ползучести

Набарро — Херринга при крипе Кобле массоперенос происходит за счет диффузии по границам зерен. На границах зерен правильная кристаллическая структура сильно нарушена, вследствие чего границы часто являются облегченными путями диффузии. В этой связи крип Кобле играет существенную роль при температурах ниже тех, которые необходимы для ползучести Набарро — Херринга.

Сравнивая дислокационные и диффузионные типы ползучести, необходимо отметить, что они различаются не только по конкретным деформационным механизмам. Важное отличие заключается в том, что при дислокационной ползучести вязкость деформируемого материала зависит от приложенного напряжения и не зависит от размера зерен. При диффузионной ползучести, напротив, вязкость вещества зависит от размера зерен (с размером зерен связано расстояние массопереноса), причем при ползучести Набарро — Херринга вязкость изменяется как квадрат размера зерен, а при крипе Кобле — как куб.

Экспериментально показано, что некоторые мелкокристаллические материалы в испытаниях на растяжение при высоких температурах и низких скоростях деформации могут растягиваться без образования шейки до удлинений порядка 1000 %. Такое поведение материалов называют **сверхпластичностью**. Сверхпластичность нельзя объяснить механизмами ползучести, т. к. скорость ползучести сравнительно низка. Типичная скорость ползучести Набарро — Херринга — 3×10^{-7} $с^{-1}$. При такой скорости потребовался бы год, чтобы получить удлинение в 1000 %. Сверхпластическое поведение кристаллических материалов в настоящее время связывают со скольжением по границам зерен, сопровождаемым диффузией, однако единой теории сверхпластичности пока не существует.

5.2. ФИЗИЧЕСКАЯ МЕЗОМЕХАНИКА СТРУКТУРНО-НЕОДНОРОДНЫХ СРЕД

В начале 1980-х гг. в механике деформируемого твердого тела зародился новый подход к изучению пластичности и разрушения конструкционных материалов, определяемый как **физическая мезомеханика структурно-неоднородных сред**. Основные положения этого подхода опубликованы в трех монографиях (Панин, Лихачев, Гриняев, 1985; Панин, Гриняев, Данилов и др., 1990; Панин, Егорушкин, Макаров и др., 1995) и многочисленных статьях, список которых содержится в библиографических приложениях к монографиям. Прежде чем обратиться к краткому изложению сути этого подхода, отметим, что авторами он рассматривается не как альтернатива ранее рассмотренным подходам, а как новое научное направление, способствующее взаимосвязи и взаимопроникновению физики пластичности и прочности, базирующейся на атомно-молекулярном подходе (*микромасштабный уровень*) и механики сплошных сред (*макромасштабный уровень*). Долгие годы поиски такой взаимосвязи осуществлялись, минуя уровень *мезомасштаба*.

5.2.1. Сущность мезомасштабного подхода к изучению свойств и деформаций твердых тел

Традиционно описание пластической деформации кристаллических твердых тел проводилось в рамках механики сплошных сред и теории дислокаций. При таком подходе за элементарный акт пластической деформации принималось трансляционное движение дефектов, например трансляционное скольжение дислокаций, а условие сохранения сплошности деформируемого твердого тела предполагало наличие минимум пяти независимых систем скольжения в каждом зерне кристаллического агрегата (схема Тейлора, критерий фон Мизеса). Однако в реальных материалах это условие практически никогда не выполняется (особенно при значительных деформациях): в деформируемых моно- и поликристаллах число независимых систем скольжения оказывается, как правило, менее пяти, а во многих случаях скольжение осуществляется преимущественно лишь по одной системе. В этой связи для сохранения сплошности наряду со скольжением необходим поворот отдельных частей кристаллов. Иначе говоря, на некоторой стадии деформирования носителями пластической деформации материала становятся объемные структурные элементы мезоскопического масштаба, движение которых включает органически взаимосвязанные скольжения и повороты. Последнее означает, что для адекватного описания пластической деформации недостаточно ограничиваться рассмотрением микромасштабного и макромасштабного уровней. Необходимо также ввести мезомасштабный уровень рассмотрения, связывающий микро- и макромасштабы. Для каждого из этих масштабных уровней должно быть развито свое описание: набор соответствующих моделей и адекватный математический аппарат. Развитие описания деформаций на микромасштабном уровне проводится с позиций атомно-молекулярного подхода. Макромасштабный уровень описания деформаций — это уровень осредненного описания, на котором используются континуальные феноменологические представления и модели. Специфика нового подхода заключается в том, что в его рамках рассматриваются деформационные процессы, развивающиеся *в мезообъемах вещества на мезоскопическом уровне*. При таком подходе важным понятием является понятие **представительного мезообъема** — такого минимального объема материала, который содержит достаточное для осредненного описания количество структурных элементов, т. е. представительный мезообъем — это материальная частица сплошной среды, обычно рассматриваемая классической механикой сплошных сред.

Выше было отмечено, что в рамках физической мезомеханики носителями пластической деформации являются объемные структурные элементы. Таким образом, мезомеханика — это механика деформируемого твердого тела, учитывающая реальную структуру материала (мезоструктуру среды). В основе мезомеханики лежит концепция структурных уровней деформации твердых тел и теория вихревого механического поля. Согласно данной концепции поликристаллический материал является иерархически построенной системой

разномасштабных структурных элементов: электронов, атомов и точечных дефектов, дислокаций, блоков кристаллической решетки, субзерен, зерен, агрегатов зерен и т. п. Пластическая деформация такой системы связана с потерей ее сдвиговой устойчивости и развивается как многоуровневый релаксационный процесс. Экспериментально и теоретически обосновано, что при таком процессе элементарным актом пластической деформации является не сдвиг (как в теории дислокаций), а кристаллографический сдвиг + поворот (трансляционно-ротационный вихрь). Как следствие поворота структурных элементов в деформацию вовлекается *вся иерархия масштабов* структурных уровней среды. Механика такого поведения приводит к представлению о возникновении в деформируемом твердом теле **вихревого механического поля**. Эволюция этого поля в ходе прогрессирующей деформации обусловливает взаимосвязь *пластической деформации* и *разрушения* как двух последовательных стадий одного процесса.

5.2.2. Релаксационный подход к изучению пластической деформации

Релаксационный подход к описанию пластической деформации, развиваемый в мезомеханике, предполагает, что деформация осуществляется путем самосогласованных структурных перестроек, происходящих на разных структурных уровнях, целью которых является стремление нагружаемого тела снизить уровень напряжений. Деформация начинается с потери сдвиговой устойчивости на микроуровне в локальных зонах кристаллической решетки, где на структурных неоднородностях возникают микроконцентраторы напряжений. Иначе говоря, с самого начала пластическая деформация твердых тел протекает в условиях неоднородного напряженного состояния (в поле градиентов напряжений). При определенном уровне напряжений в микроконцентраторах происходят локальные структурные превращения, проявляющиеся как зарождение и движение дислокаций. Любой трансляционный сдвиг является *релаксационным процессом* и сопровождается релаксацией локального концентратора. Релаксационные сдвиги по первичной системе скольжения вследствие неизотропности трансляционных потоков всегда порождают поле поворотных моментов, действующих на структурный элемент деформации.

В ходе деформации плотность дислокаций (и других дефектов) возрастает, и при некотором ее критическом значении теряется сдвиговая устойчивость в протяженных областях решетки. Становятся возможными структурные перестроения на большие расстояния в произвольных кристаллографических направлениях. Возникают новые типы дефектов — **мезодефекты**, содержащие как *сдвиговую*, так и *поворотную* компоненты деформации. Такие дефекты зарождаются на мезоконцентраторах напряжений и делают возможным перемещение в деформируемом твердом теле объемных структурных элементов различного масштаба: субзерен, зерен, конгломератов зерен, блоков кристаллического вещества. На мезоуровне движение структурных элементов различного

масштаба как единого целого становится определяющим механизмом деформации. Более подробно релаксационный подход будет рассмотрен в главе 6.

5.2.3. Синергетический подход к изучению пластической деформации

Когда мезодефекты пронизывают все сечение образца, наступает потеря сдвиговой устойчивости на макроуровне. Сдвигонеустойчивым становится образец в целом. В определенном сечении образца формируется сильный макроконцентратор напряжений, который локализует макродеформацию и инициирует самосогласованное развитие всей системы мезодефектов в данном сечении. Это приводит к возникновению в зоне локализации деформации несплошностей, фрагментации материала и, наконец, его разрушению.

Такие представления об эволюции масштабных уровней сдвиговой устойчивости позволяют использовать **синергетический подход** к описанию пластичности и разрушения и рассматривать нагружаемое твердое тело как далекую от равновесия диссипативную систему. При этом предполагается диссипация упругой энергии, следовательно, этот процесс напрямую связан с релаксацией поля напряжений. Из вышесказанного следует, что в деформируемом твердом теле релаксация напряжений может осуществляться различными механизмами: рождением и движением точечных дефектов, скольжением дислокаций, образованием и перестройкой дислокационных ансамблей, образованием, перестройкой и миграцией границ зерен, перемещением и поворотом субзерен, зерен, блоков кристаллического вещества, формированием трещин. Релаксация концентраторов путем сдвига порождает *поле поворотных моментов*. Релаксация поля поворотных моментов вызывает образование *деформационных дефектов* по границам структурных элементов, которые, в свою очередь, формируют новые, более мощные *источники силовых полей* в зонах стесненной деформации. Релаксация этих полей путем пластического сдвига в смежный структурный элемент деформации приводит к возникновению нового поля поворотных моментов и т. д. Эстафетное распространение взаимосвязанных трансляций и поворотов обусловливает волновой характер пластической деформации твердых тел. В общем случае в деформируемом теле возникает спектр волн пластической деформации различной длины, которые определяют иерархию структурных уровней деформации в заданной среде при заданных внешних условиях деформирования.

С позиций такого подхода, при котором любой механизм пластической деформации реализуется как процесс релаксации напряжений, деформационная кривая $\sigma - \varepsilon$ может быть представлена в виде пилообразной (волновой) функции (рис. 5.8). В новой интерпретации каждый сброс напряжений и скачкообразный прирост деформации начинаются тогда, когда на одном из концентраторов достигается критическое напряжение ($\sigma_{кр}$) рождения либо старта носителей пластической деформации, и заканчиваются, когда напряжения падают ниже необходимого для них движения. Затем процесс повторяется со вторым концен-

тратором, третьим, четвертым и т. д. Поскольку в деформируемом материале, как правило, имеется значительное число концентраторов, которые срабатывают без четкой последовательности, перекрывая друг друга, скачкообразность зачастую не наблюдается. Кривая сглаживается, и деформация представляется как интегральный процесс элементарных актов пластичности.

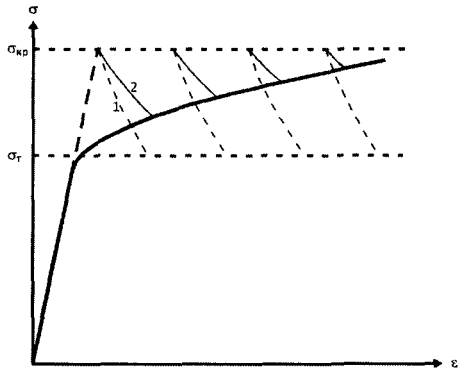


Рис. 5.8. Кривые пластического течения твердого тела (по Панин, Гриняев, Данилов и др., 1990)

Так как при пластическом течении первыми срабатывают концентраторы с наивысшей степенью концентрации напряжений, критическое напряжение начала сдвигов должно увеличиваться. За счет возникновения и взаимодействия полей накапливающихся в материале дефектов увеличивается напряжение окончания скачков. Макроскопически эти эффекты воспринимаются как упрочнение материалов. В отличие от традиционной, в новой интерпретации кривая $\sigma - \varepsilon$ определяется тремя процессами: зарождением пластического сдвига в локальной зоне сильного возбуждения (в концентраторах) при напряжении $\sigma_{кр}$; релаксацией σ при движении элементов новой структуры как дефектов кристалла; деформационным упрочнением как следствием взаимодействия дефектов, обусловливающим релаксацию напряжений не по кривой 1, а по кривой 2 (см. рис. 5.8). Традиционное рассмотрение пластической деформации, как это было показано выше, предполагает начало пластического течения при напряжении σ_m и учитывает только деформационное упрочнение.

Из приведенного краткого описания исходных положений нового подхода к изучению деформаций твердых тел вытекают два существенных момента, кардинально отличающих этот подход как от механики сплошных сред, так и от атомно-молекулярного подхода. Во-первых, в его рамках фигурирует среда с реальной структурой. Во-вторых, с позиций физической мезомеханики пластичность твердых тел и их разрушение являются закономерными членами единого процесса, последовательно сменяющими друг друга при прогрессирующем развитии деформации. Оба эти момента являются весьма важными при анализе механизмов тектогенеза, протекающих в геологической среде.

Глава 6

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ С УЧЕТОМ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

При описании процессов структурообразования одной из основных физико-механических характеристик является неоднородность геологической среды, ее исходная структурированность, которая не может быть учтена в моделях сплошности. В этой связи в последние годы появилось множество работ, в которых высказывается явная неудовлетворенность приложением моделей механики деформируемого твердого тела (механики сплошных сред) к изучению различных сторон тектогенеза (Пономарев, 1987; Родионов, Сизов, Кочарян, 1989; Садовский, 1979, 1989; Садовский, Писаренко, Родионов, 1983; Талицкий, Галкин, 1989 и др.). Так, рассматривая процессы, происходящие в сейсмическом очаге при землетрясении, М. А. Садовский отмечает, что «...сама идея использования представлений сплошности для описания процессов расчленения среды сомнительна» (Садовский, 1989, с. 5). Не менее сомнительной представляется идея приложения моделей сплошности к исследованию тектонических деформаций и связанных с ними процессов структурообразования.

6.1. НОВЫЕ ПОДХОДЫ К МОДЕЛИРОВАНИЮ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ И ПРОТЕКАЮЩИХ В НЕЙ ДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Противоречия, возникающие при приложении моделей механики сплошных сред к изучению тектонических деформаций, четко сформулированы В. Н. Родионовым с соавторами: «...в механике деформируемого твердого тела, которая до сих пор является фундаментом геомеханики, усилия исследователей были направлены главным образом на поиск однозначных связей между деформациями и напряжениями. Успех в решении задач о напряженно-деформированном состоянии твердой среды достигался ценой обезличивания природных объектов, пренебрежения их структурой и историей. Выделение природного объекта из окружающей среды приводило к его омертвлению, и прогноз отдаленных последствий становился невозможным и бессмысленным.

Назначение исследователем начальных и граничных условий фактически навязывало твердому телу детерминированное поведение. Однако природный объект благодаря приобретенной структуре обладает собственной приспособительной реакцией. Структурные изменения имеют определенную направленность,

которая обусловлена, вероятно, стремлением ослабить действие внешних сил, увеличив, например, подвижность слагающих природные тела блоков» (Родионов, Сизов, Кочарян, 1989, с. 14). Справедливость этих слов подтверждается фактическим материалом. Так, полученные к настоящему времени многочисленные экспериментальные и натурные наблюдения свидетельствуют, что тектонические деформации реализуются путем разнообразных динамических перестроек исходной структуры геологической среды. Такие перестройки зависят в большей мере не от осредненных полей напряжений, как это предполагают модели сплошности, а от концентраторов напряжений, распределение и перестройка которых, в свою очередь, определяются неоднородностями детальной структуры среды, а не ее осредненными свойствами. В этой связи возникла необходимость специального исследования роли неоднородностей геологической среды в механизмах тектонических деформаций.

6.1.1. Роль неоднородности геологической среды в протекании динамических процессов

Неоднородность геологической среды проявляется в структурах разных масштабов и связана с неоднородностями состава различных структурных элементов, степенью их упорядоченности, наличием включений различной «жесткости» и масштаба (поровые жидкости, интрузивные тела и т. п.), присутствием «нарушений сплошности» в виде различных трещин и зон трещиноватости и т. п. Кроме того, в геологической среде присутствуют неоднородности различных геофизических полей (температурного, гравитационного и т. п.). Все эти неоднородности так или иначе влияют на деформационные свойства геологической среды и, как следствие, на механизмы протекания различных динамических процессов, в том числе на механизмы протекания тектонических деформаций.

Для исследования роли неоднородностей в протекании различных динамических процессов в последние годы в тектонике и геофизике был предложен ряд принципиально новых моделей, значительно отличающихся от традиционных моделей механики сплошных сред (Пономарев, 1987; Садовский, 1979, 1989; Садовский, Писаренко, Родионов, 1983; Талицкий, Галкин, 1989). Все эти модели, несмотря на некоторые различия, объединяет общее свойство. В их рамках геологическая среда представляется неоднородной, иерархически построенной системой разномасштабных структурных элементов, и по этому признаку подобные модели могут быть объединены под общим названием: модели среды со структурой. По образному выражению В. С. Пономарева, модели среды со структурой призваны «...способствовать освещению таких явлений, происходящих в горных породах, какие остаются вне поля зрения, сформированного в луче сложившихся традиционных представлений» (Пономарев, 1987, с. 133). Иными словами, новые модели не являются альтернативой моделям механики сплошных сред, а нацелены на исследование

динамических процессов, выходящих за пределы применимости последних. В рамках таких моделей появляется возможность исследования приспособительных реакций детальной структуры геологической среды на внешнее воздействие и условий их реализации. Именно эти процессы в конечном счете привели к выработке тех структурных сочетаний (структурных парагенезов), которые в настоящее время определяют тектоническое строение различных регионов Земли.

6.1.2. О связных и разрывных деформациях

Новые подходы к моделированию природных структурногеологических объектов (структурных парагенезов) в свете отмеченных выше функций предлагаемых моделей требуют переосмысления некоторых устоявшихся в тектонике представлений, превратившихся, по существу, в стереотипы. К стереотипам подобного рода относится искусственное разделение тектонических деформаций на связные и разрывные, при этом связные деформации отождествляются с пластичностью, а разрывные — с механическим разрушением. Между тем автоматическое перенесение таких понятий механики, как пластичность и разрушение, на значительные объемы геологической среды уже само по себе требует обоснования их применимости, тем более что в основу разделения деформаций положен их структурный результат. С другой стороны, необоснованное разделение тектонических деформаций на связные и разрывные по принципу их структурного результата создает определенные сложности при решении генетических вопросов структурообразования, заранее определяя, а фактически навязывая представления о механизмах формирования тех или иных структурных форм и их сочетаний.

Так, практически в любом учебнике по структурной геологии заранее определено, что складки и сопровождающие их структуры являются результатом связной (пластической) деформации, а тектонические разрывы — результатом разрывной деформации (разрушения). Однако в тех же учебниках наряду со сказанным прекрасно уживаются такие термины, как «складки скалывания» и «трещины скалывания», явно противоречащие вышеозначенному разделению, так как конкретный механизм «скалывания» одновременно приписывается и пластичности, и разрушению.

Другой пример: определяя тектонические разрывы как зоны физического разрушения пород (что соответствует обсуждаемому принципу разделения тектонических деформаций), М. В. Гзовский отмечает, что тектоническими разрывами следует считать нарушения практически любых размеров, от трансляционных смещений в кристаллах, наблюдаемых под электронным микроскопом, до глобальных нарушений протяженностью в несколько тысяч километров (Гзовский, 1959). Вместе с тем трансляционные смещения в кристаллах являются одним из микроскопических механизмов пластичности, но не разрушения.

Примеров подобного рода можно привести множество, но проблема в еще большей степени усугубляется, если учесть, что в тектонике практикуется и иной принцип разделения тектонических деформаций, в корне противоречащий первому. Если в первом случае в основу разделения тектонических деформаций на связные и разрывные положено чисто интуитивное восприятие их структурных результатов, то второй строится на анализе деформационных диаграмм, получаемых при механических испытаниях образцов горных пород, и в этом смысле такой подход в большей степени обоснован. Но при его применении возникают другие сложности.

«Так, при наблюдениях в некотором макромасштабе может казаться, что тело горной породы претерпело деформацию без возникновения трещин и, соответственно, эту деформацию можно назвать пластической, и тем не менее фактически она может быть гетерогенной, что видно при более тонких наблюдениях. Такие гетерогенности могут проявляться в скольжении (разновидность пластической деформации) или в образовании тончайшей трещиноватости (катаклаз или хрупкая деформация)» (Вернон, 1980, с. 139). В обоих случаях деформационные диаграммы (диаграммы $\sigma - \varepsilon$) могут быть однотипными (например, пластичность с упрочнением), но структурный результат деформаций резко различен, причем выявить эти различия можно лишь при детальных структурных исследованиях.

Таким образом, деформация даже небольшого объема горных пород, непосредственно испытанного в машине, может быть охарактеризована различно. Основываясь лишь на диаграммах испытаний, макродеформацию образцов в рассмотренных случаях следует квалифицировать как течение, но результаты детального изучения структурных изменений, происшедших в породах, позволяют выявить конкретные механизмы, посредством которых это течение осуществлялось. В первом случае таким механизмом являлось трансляционное скольжение в кристаллах, т. е. течение истинно пластическое, во втором, — течение проходило посредством разрушения кристаллов и смещения одних обломков относительно других, т. е. через катаклаз — «катакластическое течение». Во втором случае к описанию деформации можно применить как механический термин «пластичность», так и механический термин «разрушение» в зависимости от выбранного масштаба исследований. В тектонике, имеющей дело и с деформационными петроструктурами и со структурами регионального и глобального плана, масштабный подход к изучению тектонических деформаций и их структурных результатов — обычное явление. Отсюда и появление таких терминов двойственного толкования, как «катакластическое течение», ставящих под сомнение принятое разделение деформаций на связные и разрывные.

Сомнения подобного рода усиливаются еще больше при парагенетическом подходе к изучению тектонических деформаций, сместившем акцент генетических исследований от отдельных элементарных структурных форм

к структурным ансамблям, включающим структурные формы разной морфологии и размера, в том числе и сосуществующие структурные формы, относимые к связной и разрывной деформации (складки и тектонические разрывы). Один из пионеров такого подхода А. В. Лукьянов справедливо замечает, что широко распространенные в литосфере весьма значительные деформации горных масс не сводятся лишь к складко- и разрывообразованию, но могут быть описаны как сложное тектоническое течение, при котором и формируются структурные ансамбли — структурные рисунки, состоящие из структурных парагенезов более крупного масштаба и, в свою очередь, являющиеся парагенезами мелкомасштабных структурных рисунков. В связи со сказанным рекомендуется изучать деформации на разных масштабных уровнях, причем на каждом из таких уровней имеются свои неоднородности, нарушающие сплошность среды (Лукьянов, 1991).

Отметив этот факт, А. В. Лукьянов практически подготовил почву для разработки качественно новых моделей геологической среды со структурой. Ведь каждый из масштабных уровней тектонических структур содержит собственные неоднородности, от которых невозможно избавиться, переходя с масштаба на масштаб. Иначе говоря, практически в любом объеме геологической среды содержатся нарушения сплошности, сопоставимые по размерам с самим рассматриваемым объемом.

По А. В. Лукьянову тектоническое течение в литосфере сопоставимо с механической (реологической) моделью ползучести. Последнее справедливо в том смысле, что, находясь длительное время в напряженном состоянии, массивы горных пород способны накапливать необратимую деформацию, вырастающую со временем до грандиозных размеров. Иначе говоря, текущее время является одним из основных параметров, управляющих процессом деформирования. Однако по механизму накопления деформации тектоническое течение должно рассматриваться не как пластическое, а скорее как «макрокатакластическое», при котором в разных масштабах пространства и времени сложно сочетаются истинно пластическая деформация с перемещениями, поворотами и разрушением разномасштабных структурных элементов. Термин «истинно пластическая деформация» в приведенном определении соответствует такой деформации, которая может быть названа пластической не только по соотношению σ — ε на диаграммах механических испытаний, но является пластической и по микроскопическим механизмам ее протекания (диффузионные, трансляционные, зернограничные и т. п.).

В связи со сказанным для характеристики тектонических деформаций и их структурных результатов представляется целесообразным заменить термины «связная» или «пластическая» деформации нейтральным термином «остаточная» деформация, имея при этом в виду, что остаточная деформация может соответствовать механическому понятию пластичности по соотношению σ — ε, существенно отличаясь от нее по механизмам протекания. В таком

понимании тектонические деформации в интервалах геологического времени практически всегда остаточные, но их развитие сопровождается локальными разрушениями геологической среды и «кусковым» характером перемещений и поворотов разномасштабных структурных элементов. Понятие же «истинная пластичность», видимо, можно применять лишь для характеристики деформаций глубинных зон литосферы. Механическое же разрушение в полном смысле этого слова происходит лишь на поверхности Земли либо в очаговых областях землетрясений при мгновенном протекании тектонических процессов.

6.2. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ДЕФОРМАЦИЙ СТРУКТУРИРОВАННЫХ СРЕД В ПРИЛОЖЕНИИ К МЕХАНИЗМАМ ТЕКТОГЕНЕЗА

Принятое в тектонике разделение деформаций на связные и разрывные во многом предопределило подходы к моделированию тектонических процессов: выбору моделей среды для экспериментального воспроизведения тектонических структур, относимых к тому или иному обозначенному типу. Так, при физическом моделировании больших остаточных деформаций, накапливающихся в геологической среде длительное время, обычно используются вязкие жидкости, т. к. при их течении также возможно получение больших остаточных деформаций. Поэтому многие исследователи рассматривают тектонические деформации, осуществляемые механизмом ползучести, как аналогичные поведению вязких жидкостей. Использование таких жидкостей при моделировании тектонических процессов позволило объяснить некоторые эффекты неоднородной деформации геологической среды и получить отдельные типы структур, например складчатые структуры, морфологически весьма схожие с природными. Однако при медленном деформировании однородных вязких жидкостей невозможно получить разрывы, поэтому при воспроизведении разрывных деформаций в экспериментах обычно используются материалы с другой реологией. Между тем структуры разных типов (связные и разрывные) сосуществуют в одних и тех же объемах геологической среды, образуя разнообразные закономерные сочетания (структурные парагенезы). Более того, во многих случаях имеются основания полагать, что формирование разных членов парагенезов отражает разные стадии деформационного процесса, но отнюдь не разные условия протекания деформаций. В этой связи можно предположить, что при весьма медленном деформировании (ползучести) неоднородной, изначально структурированной геологической среды происходит неоднократное изменение ее механических (реологических) свойств, связанное с прогрессирующими деформационными структурными перестройками. На это обстоятельство указывают данные экспериментов, при проведении которых учитывалась внутренняя детальная структура деформируемых сред. К сожалению, экспериментов такого рода проводилось крайне мало.

6.2.1. Влияние исходных неоднородностей среды на структурный результат деформаций

С точки зрения влияния исходных неоднородностей среды на структурный результат деформаций интересные экспериментальные данные приведены Х. О. Асатряном и Г. А. Соболевым (Асатрян, Соболев, 1991).

Эксперименты проводились на образцах в виде прямоугольных призм (50×20×20 и 15×7×7 мм) и цилиндров диаметром 20,7 мм и высотой 50,15 мм, приготовленных из эпоксидной смолы с отвердителем. В образцах содержались равномерно распределенные пузырьки воздуха сферической формы диаметром 0,5 мм, которые и создавали исходную неоднородность материала. Плотность пузырьков составляла 150–200 на 1 $см^3$. Образцы сжимались вдоль длинной оси на прессе, управляемом ЭВМ, с постоянной скоростью 2×10^{-5} $с^{-1}$. Результаты экспериментов показаны на рис. 6.1, где приведена кривая нагрузка —деформация (F — ε) и даны обобщенные диаграммы, демонстрирующие развитие структуры на различных стадиях экспериментов. Всего было выделено четыре главные стадии. На стадии I (до максимальной нагрузки) наблюдалось искажение сферической формы пузырьков воздуха. Стадия II, наступающая после максимальной нагрузки, характеризовалась образованием полос сдвига, берущих начало из сферических пор и ориентированных под углом ≈50° к оси нагрузки. Полосы сдвига возникали не из всех, а только из некоторых «избранных» пор, в результате в образцах формировалась ромбовидная блоковая структура. При дальнейшем деформировании процесс структурообразования шел в двух направлениях. Некоторые из сформировавшихся ранее блоков делились примерно на восемь блоков меньшего размера. В то же время отдельные границы между ранее сформированными блоками расширялись, объединяя несколько первичных блоков в блоки большего размера. Расширение границ происходило за счет возникновения новых субпараллельных полос скольжения. Таким образом, при деформации в образцах, содержащих неоднородности в виде пор, сформировалась иерархическая многоранговая блоковая структура.

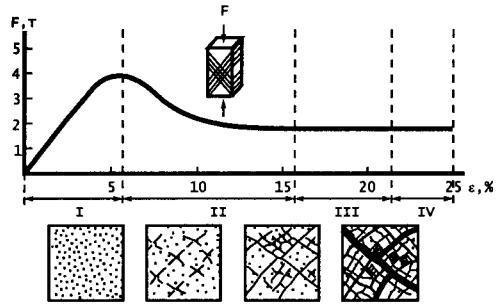


Рис. 6.1. Кривая нагрузка (F) — деформация (ε) образца эпоксидной смолы. Схемы в нижней части рисунка демонстрируют последовательные стадии (I–IV) развития иерархической блоковой структуры трещин сдвига. На врезке показан общий вид образца с возникшей во время деформирования структурой (Асатрян, Соболев, 1991)

Описанные эксперименты интересны тем, что они проводились на образцах из высокопластичного материала (вязкой жидкости). Образцы деформировались в режиме ползучести. Тем не менее в экспериментах удалось получить иерархическую структуру блоков, разделенных разрывными нарушениями. Причиной образования разрывов явились исходные микронеоднородности деформируемого материала.

На рис. 6.2 представлена схема, построенная по результатам прочностных испытаний на сжатие (по схеме $\sigma_3 > \sigma_1 = \sigma_2$) аспидного сланца Мартинсбург, содержащего плоскостную микротекстуру (сланцеватость). Результаты испытаний взяты из (Хендин, 1969). На схеме в нижнем ряду показан угол наклона ($\beta°$) сланцеватости (S) к оси сжатия σ_3. Кривые соответствуют пределу прочности пород при определенном положении сланцеватости. Испытания проводились при температуре 20°С и окружающих давлениях соответственно 35, 105 и 350 бар.

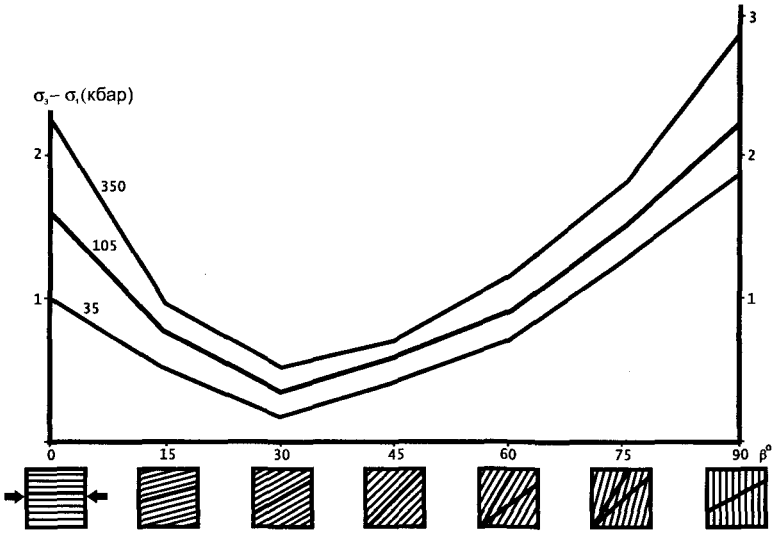


Рис. 6.2. Диаграмма, показывающая влияние анизотропии на предел прочности при трехосном сжатии аспидного сланца Мартинсбург. Построена по данным, взятым из книги Хендин, 1969. Испытывались цилиндрические образцы 25×6 см в резиновой оболочке при Т = 20°С и скорости деформации $10^{-4}c^{-1} \times \sigma_3 - \sigma_1$ — дифференциальные напряжения; β — угол наклона плоскостей анизотропии к оси сжатия (σ_3); цифры у кривых — окружающее давление $P = \sigma_1 = \sigma_2$ (бар). Внизу в квадратах жирными линиями показана ориентировка возникающих трещин по отношению к плоскостям анизотропии

Эксперименты, проведенные со сланцем Мартинсбург, продемонстрировали явное влияние на механические свойства пород положения сланцеватости по отношению к оси нагрузки. На схеме видно, что при повороте S к σ_3 от 0° до 30° наблюдается спад напряжений, а от 30° до 90° — их подъем.

Минимум отмечается при $\beta = 30°$. При микроскопическом исследовании деформированных образцов выяснилось, что при углах от 0 до 45° образцы деформировались путем формирования сдвигов по сланцеватости, а при углах от 60 до 90° образовывались трещины сдвига, секущие сланцеватость. Интересно отметить, что при угле сланцеватости 90° напряжения имели максимальные значения, а формирующиеся при этих значениях напряжений трещины ориентировались под углом ≈30° к оси сжатия, т. е. соответствовали ориентировке сланцеватости, при которой прочность пород минимальна.

Не вызывает сомнений тот факт, что в приведенных экспериментах как на ход, так и на структурный результат деформаций огромное влияние оказали неоднородности деформируемых материалов. Игнорируя последние, используя лишь чисто феноменологический подход, вряд ли можно объяснить полученные эффекты.

В связи с описанными экспериментами представляется уместным привести слова одного из создателей дислокационной теории кристаллов Э. Орована, который еще в 1938 г., критикуя чисто механический, феноменологический подход к изучению явлений ползучести конструкционных материалов, отметил следующее: «До сих пор явление ползучести исследовалось с позиций устаревших методов. В течение ряда десятилетий за решение подобных проблем обычно брались таким образом: проводили простые и точные испытания (например, испытания на растяжение) очень сложных, содержащих примеси материалов, которые используются в промышленности, а затем результаты испытаний подвергались тонкому математическому анализу. Что касается перспектив такой деятельности, то нам нужно лишь осознать, что кусок железа является значительно более сложной структурой, чем, например, наручные часы. Теперь представим себе, что, не открывая часы, их подвергли испытанию на сжатие. Далее попытались сделать некоторые математические выводы из полученной, несомненно, очень интересной кривой напряжение — деформация. И, наконец, растворили часы в кислоте, чтобы определить их химический состав. Хотя при этом можно использовать самые точные экспериментальные установки и проявить высшую степень знания математики, я сомневаюсь, можно ли, следуя этим путем, получить сколько-нибудь значимую информацию о том, как часы работают... Значительно более перспективный путь — разобрать часы на части, чтобы посмотреть, как они устроены...» (Пуарье, 1988).

Применив эти слова к тектоническим деформациям, отметим, что они, по существу, могут служить прологом для новых подходов к моделированию геологической среды. Следует лишь осознать, что практически любой сколько-нибудь значимый тектонический объект — это структура, гораздо более сложная, чем «кусок железа». Осознание этого факта неизбежно приводит к выводу о главенствующей роли структурных неоднородностей геологической среды в механизмах тектогенеза. Исследованию этого вопроса во многом способствует

экспериментальное лабораторное изучение деформаций структурированных сред с обязательным учетом неоднородностей их исходной структуры.

6.2.2. Роль структурных неоднородностей в процессах деформирования

Для определения роли структурных неоднородностей в процессах деформирования авторами было проведено несколько серий физических экспериментов на средах с исходными структурами. При проведении экспериментов не ставилась задача воспроизвести какие-либо конкретные геологические структуры. Основная цель экспериментов заключалась в определении влияния структурных неоднородностей деформируемых сред на процесс и результат деформирования. В этой связи эксперименты проводились на обычно применяемых в экспериментальной тектонике эквивалентных материалах, но в образцы, приготовленные из таких материалов, вводились различные искусственные макронеоднородности, подобные неоднородностям реальной геологической среды. Результаты сравнивались с результатами деформаций образцов, лишенных макронеоднородностей, что позволяло судить о роли исходных макроструктур в механизмах деформаций. Было проведено несколько серий экспериментов, отражающих различные внешние условия деформирования образцов.

Серия I. Эксперименты проводились на образцах, приготовленных из глины 40–50 %-ной влажности. Такая глина в экспериментальной тектонике использовалась многими исследователями, поскольку считается, что этот материал отвечает требованиям физической теории подобия.

Из глины приготавливались образцы размером 160×100×20 мм. Образцы помещались в специальный прибор и сжимались штампами в направлении, параллельном их длинной стороне. Штампы сближались со скоростью 0,1 мм/сек. Укорочение образцов при сжатии могло компенсироваться их удлинением лишь в направлении, нормальном к длинной стороне. Поверхности образцов, контактирующие с дном прибора, прозрачной крышкой и штампами, промазывались машинным маслом. Схема нагружения образцов и прибор, в котором проводились испытания, показаны на рис. 6.3*1*, *2*.

Рис. 6.3. Схема деформации образцов (*1*) и прибор (*2*), в котором производилась деформация. На схеме (*1*) в образце показаны типы неоднородностей и их положение по отношению к действующим силам

В образцах перед их деформированием задавалась различная макроструктура, т. е. вводились неоднородности в виде границ различных структурных элементов. Типы создаваемых макроструктур и их положение по отношению к осям деформации схематически показаны на рис. 6.3 *1 а, б, в, г*. Благодаря прозрачной крышке прибора структурные изменения, происходящие на поверхности образца, можно было наблюдать и фиксировать непрерывно в ходе их деформирования. Результаты деформации образцов, содержащих исходные макроструктуры, сравнивались с результатами, получаемыми при деформации образцов, не содержащих таковых. Таким образом, имелась возможность анализировать влияние макронеоднородностей деформируемой среды на структурный результат деформаций.

Описание экспериментов целесообразно начать с результатов, получаемых при деформировании образцов, *не содержащих исходных макроструктур*. Такие эксперименты проводились многими исследователями, и их результаты в общих чертах сходны. Наиболее подробное их описание содержится в книге Гепнера (Гептнер, 1988). При деформировании образцов, лишенных макроструктур, на ранних стадиях (при сокращении ≈ 5 %) в них возникали системы узких зон локализованной деформации сдвигания (системы «трещин скалывания»), ориентированных под углом ≈ 40° к оси сжатия. Обычно возникала однонаправленная система таких трещин, реже — две сопряженных системы. В результате при формировании «трещин скалывания» образцы разбивались на блоки, и дальнейшей деформации теперь уже подвергались объемы, содержащие макроструктуру. Дальнейшая деформация образцов осуществлялась, в основном путем перемещений и поворотов блоков по ранее сформированным границам. При поворотах блоков поворачивались и их границы. На границах увеличивалась сила трения, и при достижении ими угла ≈ 70° к оси сжатия перемещения блоков полностью стопорились. В блоках возникали новые системы «трещин скалывания», вновь ориентированные под углом ≈ 40° к оси сжатия. Эти системы трещин использовались при дальнейшей деформации. В результате 40 %-ной деформации образцов новообразованные системы «трещин скалывания» возникали трижды, что вело к формированию блоков все меньшего и меньшего размера. Структурный результат прогрессирующей деформации одного из образцов, не содержащего исходной макроструктуры, приведен на рис. 6.4*а*.

Эксперименты, результаты которых показаны на рис. 6.4*б–з*, проводились на образцах, приготовленных из того же материала, в тех же условиях деформирования. Различия заключались лишь в *присутствии в образцах исходных макроструктур*, что резко повлияло на структурный результат деформации.

На рис. 6.4*б* показан результат деформации образцов, содержащих неоднородности в виде границ цилиндрических структурных элементов. Эти границы прорезались в образцах тонкостенной металлической трубкой и промазывались машинным маслом. Таким образом, на границах элементов задавались

условия пониженной прочности сцепления с вмещающей их массой. Схема расположения элементов исходной макроструктуры по отношению к осям деформации показана на рис. 6.31, *а*.

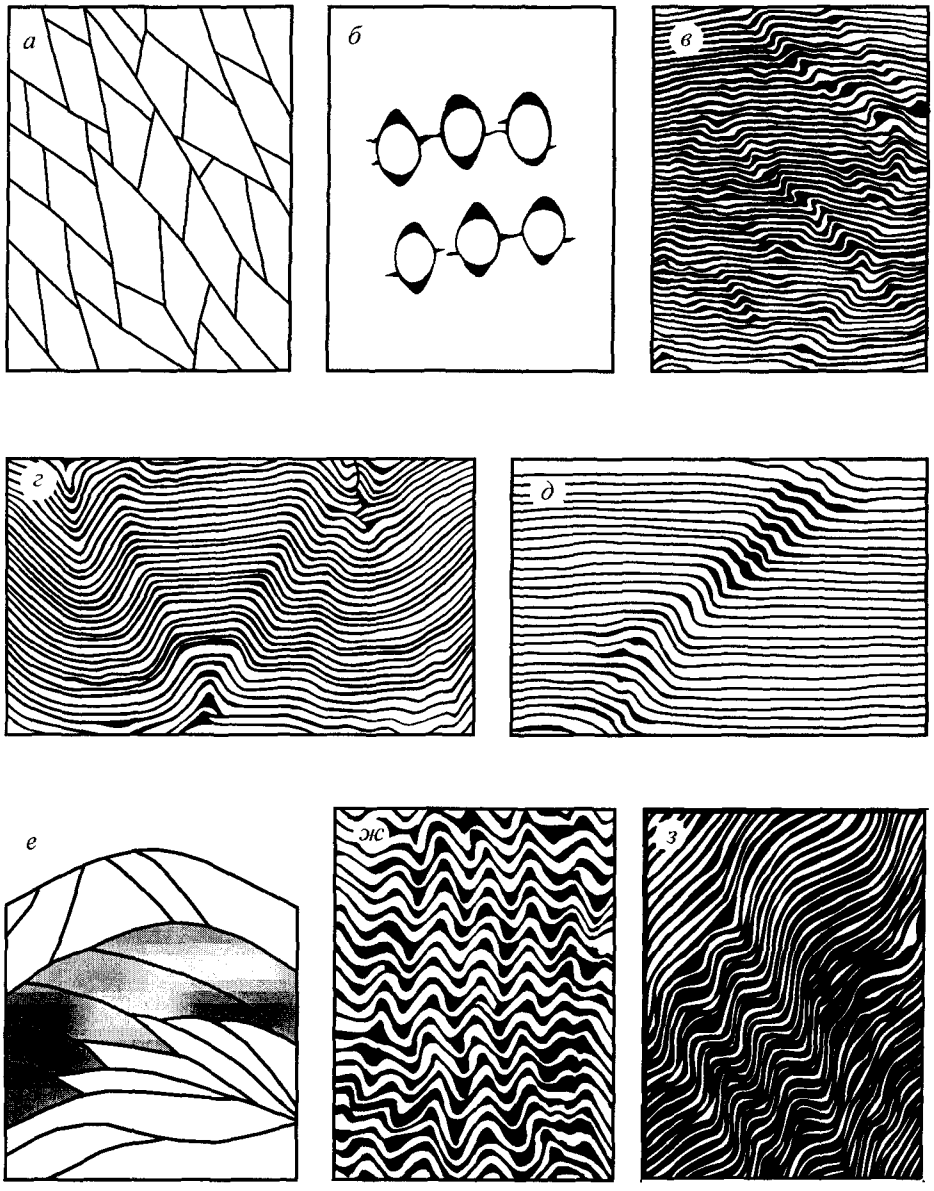


Рис. 6.4. Результаты экспериментов на сжатие. Зарисовки по фотографиям. *а* — образец без макроструктуры, *б–з* — образцы с разными типами исходных макроструктур

В отличие от вышеописанных экспериментов в образцах с макроструктурой формирования «трещин скалывания» не наблюдалось вплоть до сокращения образцов по оси сжатия на величину ≈ 30 %. Деформация в образцах реализовывалась путем некоторого сплющивания элементов и формирования пустот на границах, ориентированных параллельно оси сжатия, где происходило отслаивание элементов от вмещающей массы. Кроме того, в перемычках между границами элементов, ориентированными нормально к оси сжатия, во вмещающей массе наблюдалось формирование трещин отрыва, расположенных параллельно оси сжатия.

Таким образом, различия структурного результата деформации образцов, не содержащих исходных макроструктур, и образцов, включающих цилиндрические структурные макроэлементы, очевидны, и эти различия обусловлены изменением всего лишь одного параметра: **введением в деформируемый объем исходной макроструктуры**.

Если в предыдущем эксперименте задаваемая в образцах исходная макроструктура в какой-то степени соответствует некоторым типам реальных зерновых структур, то во всех последующих экспериментах этой серии испытывались образцы *с различными типами слоистости*.

Эксперименты, результаты которых приведены на рис. 6.4*в–е*, проводились на образцах, в которые перед деформированием вводились неоднородности в виде параллельных границ пониженной прочности, разбивающих объем на слоеподобные структурные элементы. Эти границы нарезались тонкой капроновой нитью и промазывались машинным маслом. Схема деформирования образцов со структурами подобного типа приведена выше на рис. 6.3*а*. По такой схеме деформировалось несколько образцов, различающихся расстоянием между соседними границами. Иначе говоря, в образцах изменялась мощность слоев, а точнее — отношение мощности слоев к их длине.

В образцах, где это отношение составляло величину ≈1/65, формировалось несколько серий «полос излома», ориентированных под углом ≈45° к оси сжатия и разбивающих поверхность образцов, нормальную к слоистости, на блоки, в которых деформация слоев практически отсутствует. На рис. 6.4*в* приведен один из таких образцов. Образец сокращен по оси сжатия на 15 %. В следующих экспериментах вышеприведенный параметр был изменен до величины ≈1/50. В таких образцах при деформации также формировались «полосы излома», но их количество сокращалось до двух-трех, рассекающих образец на всю его мощность (рис. 6.4*г*). Дальнейшее увеличение отношения мощности слоев к их длине (≈1/35) вело к тому, что в образцах формировалась всего лишь одна «полоса излома», пронизывающая образец от кровли до подошвы. Результат одного из таких экспериментов приведен на рис. 6.4*д*. Так же как и в случае 6.4*в*, образцы, приведенные на рис. 6.4*г, д* деформированы на 15 %.

Характер структурообразования в образцах резко изменился при отношении мощности слоев к длине ≈ 1/15. При деформации образцов с такой структурой в них возникали «трещины скалывания», причем в отличие от деформации образцов, не содержащих исходных макроструктур, эти трещины не пересекали границ слоев. В каждом слое формировалась собственная автономная система, затухающая на границах. Возникающие трещины были ориентированы под углом ≈ 40° к оси сжатия. В разных случаях наблюдалось формирование как систем однонаправленных трещин, так и систем сопряженных «трещин скалывания». В случаях, когда сжатие образцов производилось одним движущимся штампом, как правило, возникала однонаправленная система трещин, падающих навстречу движущемуся штампу. Трещины зарождались при сокращении образца на 3–5 %, и в дальнейшем деформация осуществлялась путем перемещений и поворотов блоков, границами которых являлись, с одной стороны, возникшие трещины, а с другой — существовавшие ранее границы расслоенности. В результате формировались антиклинорные структуры со «слепыми» клиновидными надвигами, а также структуры типа *«duplex-structure»*. Результат деформации одного из таких образцов, сокращенного по оси сжатия на величину ≈ 30 %, приведен на рис. 6.4*е*.

Следующие эксперименты проводились также на слоистых образцах, но с другим типом слоистости. В этих образцах слоистость создавалась чередованием слоев одинаковой мощности, но состоящих из разного материала. В таких образцах, помимо структурных, присутствовали и вещественные неоднородности. Одни из переслаивающихся слоев состояли из той же глины, что и в предыдущих опытах, а другие — из густого машинного масла. Различия в вязкости материала слоев были значительными, до 3–4 порядков. Отношение мощности слоев к их длине составляло величину ≈ 1/50. Образцы деформировались по схемам *в* и *г*, приведенным на рис. 6.3*1*, т. е. в одном случае производилось продольное сжатие слоистой толщи, а в другом — слоистость была изначально ориентирована под углом ≈ 40° к оси сжатия. Результаты экспериментов приведены на рис. 6.4*ж, з*. В первом случае слоистая толща сминалась в складки подобного типа, а во втором — формировались асимметричные складки каскадного типа, зеркало которых субпараллельно изначальной ориентировке слоистости. На рис. 6.4*ж* приведен образец, деформированный на 25 %. Деформация образца, приведенного на рис. 6.4*з*, составляет 15 %.

Серия II. Эксперименты проводились на образцах, приготовленных из материалов двух типов: той же глины, которая использовалась в экспериментах первой серии, и песка, сцементированного солидолом. Структурно эти материалы различаются составом, формой и размером слагающих их жестких частиц и характером цементации. В отличие от глины песок, сцементированный солидолом, — материал гораздо более хрупкий, легче поддающийся разрушению.

Из этих материалов приготавливались образцы размером 200×125 мм и толщиной 20 мм, которые подвергались деформации сдвигания в узкой зоне, проходящей через середину образца параллельно его длинной стороне. Деформирование проводилось в приборе, дно которого состояло из двух половин, способных перемещаться одна относительно другой в горизонтальном направлении. Такая схема деформирования (срезания), начиная со ставших классическими экспериментов В. Риделя, использовалась многими экспериментаторами.

Так же как и в первой серии, эксперименты при сдвиговом нагружении проводились на образцах, содержащих различные исходные макроструктуры, что отличает эти эксперименты от экспериментов предшественников. Структурный результат экспериментов сравнивался с результатами, получаемыми при деформации образцов, состоящих из тех же материалов, но не содержащих исходных макроструктур. Кроме того, производилось сравнение результатов деформации образцов, содержащих идентичные исходные макроструктуры, но приготовленных из разных материалов (глины и песка, сцементированного солидолом).

Результаты экспериментов на сдвиг, проводимых на образцах, лишенных исходных макроструктур, хорошо известны всем исследователям, имеющим какое-либо отношение к экспериментальной тектонике. При таких испытаниях в образцах, в зависимости от используемого материала, образуются либо кулисные системы «трещин скалывания», либо кулисные системы трещин отрыва. Такие трещины оказываются ориентированными под острым углом к плоскости сдвигания. Направление вершины этого угла в блоках, расположенных по обе стороны от плоскости сдвигания, показывает направление относительного перемещения блоков.

Подобные эксперименты были повторены на образцах, приготовленных из обоих типов используемых в дальнейшем материалов. В образцах из глины формировалась кулисная система «трещин скалывания», ориентированных под углом ≈10–12° к оси сдвигания, а в образцах из песка возникала система отрывов, составляющих с осью сдвигания угол ≈23–25°. В обоих случаях трещинные структуры в образцах зарождались при небольшой относительной деформации сдвигания.

На рис. 6.5 приведены результаты экспериментов, выполненных нами на образцах с различными типами исходных макроструктур. Если принять за верх образцов *C*, то во всех случаях ось смещения ориентировалась широтно и проходила через середину образцов. Во всех случаях сдвиг правосторонний, а относительная величина деформации (γ), за исключением образца на рис. 6.5*д*, составляла ≈0,3. На рисунке в левой колонке приведены результаты экспериментов на образцах из глины, в правой — на образцах из песка. Макронеоднородности в образцах создавались тем же способом, что и в предыдущей серии экспериментов.

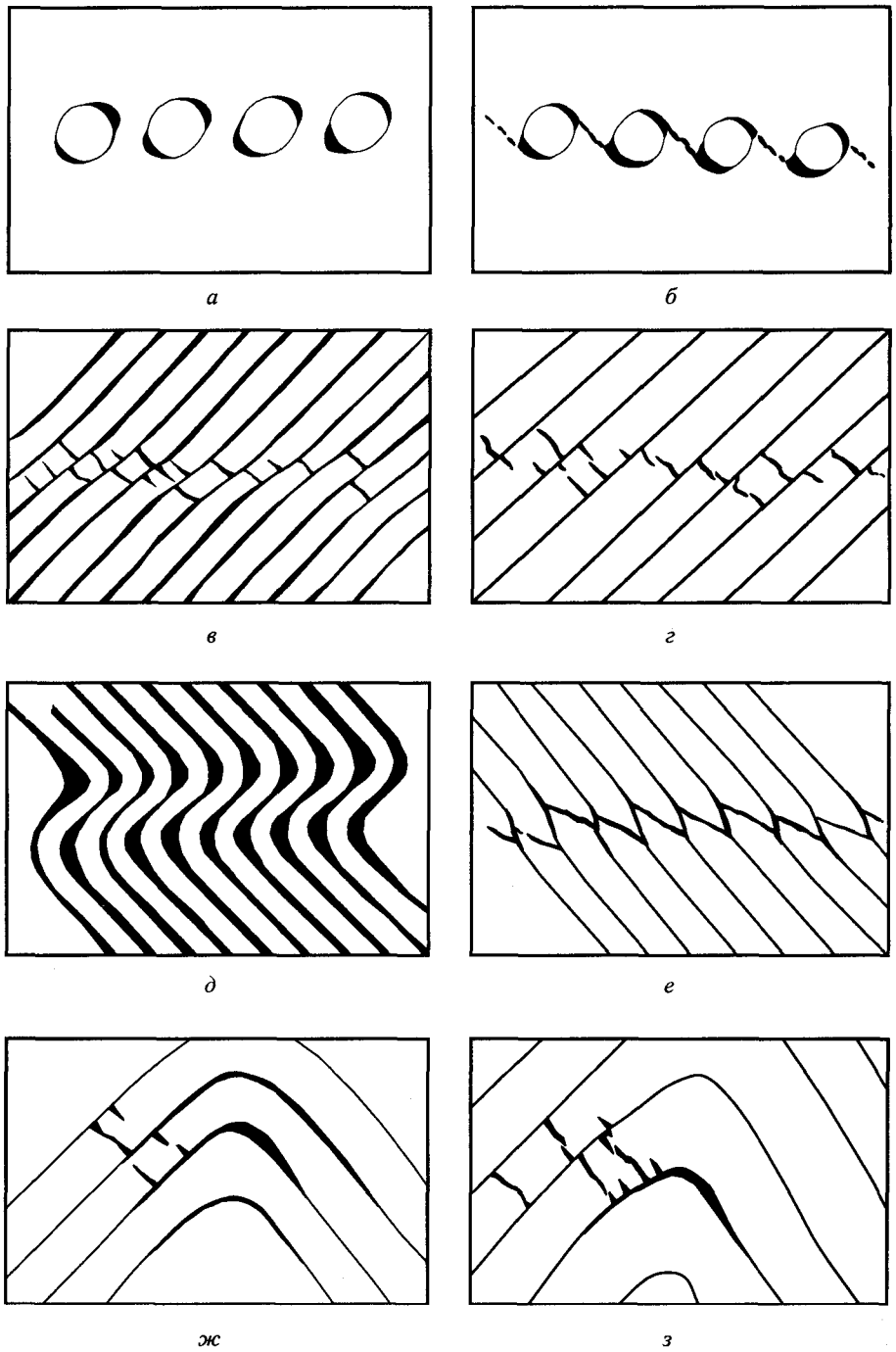


Рис. 6.5. Результаты экспериментов на сдвиг в узкой зоне. Зарисовки по фотографиям. *а*, *в*, *д*, *ж* — образцы из глины; *б*, *г*, *е*, *з* — образцы из песка

Опыты, результаты которых показаны на рис. 6.5*а*, *б* проводились на образцах с цилиндрическими макроструктурными элементами, расположенными цепочкой над линией смещения в дне прибора. При деформации относительного сдвига ≈0,3 в образцах из глины цилиндрические элементы несколько сплющились по направлению, составляющему угол ≈45° с осью сдвига, и несколько вытянулись по направлению, ориентированному под углом 135° (здесь и далее угол отсчитывался от оси сдвига по часовой стрелке). На границах элементов, нормальных к оси растяжения, произошло отслаивание структурных элементов от вмещающей массы с образованием пустот. Формирования каких-либо трещинных структур в таких образцах не наблюдалось. В образцах из песка возникла структура, похожая на структуру в образцах из глины, но в то же время и отличающаяся от последней. Отличия заключались в том, что в этих образцах элементы сплющивались в меньшей степени, но в большей степени поворачивались, на что указывает характерный рисунок сформировавшихся пустот в «тенях давления» структурных элементов. Кроме того, в перемычках между структурными элементами образовались отрывы, ориентированные под углом ≈45°, т. е. нормально к оси растяжения.

Следующие эксперименты этой серии проводились на образцах с исходной слоистой структурой, различно ориентированной по отношению к оси сдвигания. На рис. 6.5*в*, *г* приведены результаты испытаний образцов, в которых исходная додеформационная слоистость составляла с осью сдвигания угол ≈ 135°. Результаты деформации образцов с такой структурой, приготовленных из глины и песка, оказывались практически одинаковыми. В обоих случаях при одной и той же величине относительной деформации в слоях формировались отрывы, субперпендикулярные слоистости, т. е. в зоне сдвига происходил будинаж слоев, при котором длинные оси будин располагались параллельно плоскости сместителя. Совершенно иная структурная картина возникала при деформации слоистых образцов, в которых исходная слоистая структура составляла угол 45° с осью сдвига (рис. 6.5*д*, *е*). В этом случае в образцах из глины наблюдалось формирование двух сопряженных складок. В этих складках при нарастающей деформации происходила миграция замков в направлениях от оси смещения. Никаких трещинных структур в таких образцах не возникало. Относительная величина деформации в этих опытах была значительно большей, чем во всех остальных экспериментах этой серии. В отличие от образцов из глины в образцах из песка происходил лишь слабый изгиб слоев, после чего в них возникали трещины отрыва, ориентированные под углом ≈30° к оси сдвига. Затем при нарастании деформации происходило дробление материала в зоне сдвига.

В следующих экспериментах (рис. 6.5*ж*, *з*) мы попытались объединить два предыдущих случая: испытывали образцы с исходной складчатой структурой, сдвигание в которых осуществлялось по плоскости, нормальной к осевой поверхности и секущей слоистость на крыльях. В этом случае слоистость

на разных крыльях оказывалась различно ориентированной по отношению к оси сдвигания (на одном крыле под углом ≈135°, а на другом — ≈45°). Результаты таких экспериментов на образцах из глины и песка оказались практически одинаковыми. На крыльях, ориентированных под углом 135° к оси сдвигания, внутри слоев наблюдалось формирование отрывов, простирающихся нормально к слоистости.

Серия III. При проведении экспериментов этой серии использовался песок, сцементированный солидолом. Из этого материала приготавливались образцы размером 300×200 мм и толщиной 30 мм. Образцы испытывались в приборе, использовавшемся в экспериментах второй серии, на дне которого по краям закреплялась прямоугольная сетка. При относительном перемещении двух половин дна прибора сетка искажалась, превращаясь в параллелограмм. Таким образом, образцы на всю ширину подвергались деформации сдвигания. Во всех экспериментах проводился правый сдвиг.

Деформировались образцы, лишенные макроструктуры, а также образцы, содержащие исходные блоковые макроструктуры, искусственно создаваемые в образцах перед их деформированием. Результаты экспериментов, проведенных на образцах с исходной макроструктурой, сравнивались с результатами, полученными при деформации «бесструктурных» образцов. На рис. 6.6 приведены результаты экспериментов этой серии.

При деформации сдвигания образцов, не содержащих исходных макроструктур, вся их поверхность покрывалась двумя системами мелких, кулисно подставляющих одна другую трещин отрыва. Ориентировка систем трещин относительно направления сдвига составляла соответственно углы 20° и 75°. Эти системы разбивали образцы на блоки. Возникшие системы трещин можно видеть на рис. 6.6*а*.

В следующих экспериментах этой серии в образцах до деформирования нарезались две системы искусственных трещин, направления которых соответствовали направлениям трещин, возникших в предыдущих экспериментах естественным путем. В процессе испытаний таких образцов до величины деформации, сопоставимой с предыдущими экспериментами, практически вся деформация образцов реализовывалась путем перемещений и поворотов блоков по ранее заданным системам границ. Дополнительные трещины возникали лишь в некоторых блоках в единичных случаях. Результат деформирования таких образцов приведен на рис. 6.6*б*. Иначе вели себя образцы, в которых до деформирования задавалась сетка трещин, ориентированных зеркально противоположно предыдущему случаю. В таких образцах додеформационные системы искусственных трещин составляли углы 120° и 170° с направлением смещения. При незначительной деформации таких образцов вся их поверхность покрывалась новообразованными трещинами отрыва, простирающимися под углом 35–50°. Большинство таких трещин оказывались заключенными внутри блоков. Картина формирующейся трещинной системы показана на рис. 6.6*в*. Эта

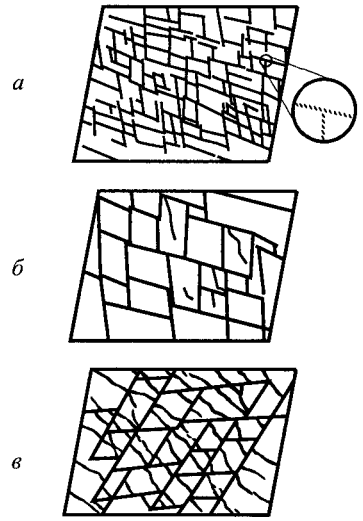


Рис. 6.6. Сдвиг в широкой зоне. Зарисовки по фотографиям. *а* — образец без исходной макроструктуры; *б*, *в* — образцы с исходными блоковыми макроструктурами

картина не имеет ничего общего с картиной трещиноватости, формирующейся в образцах, лишенных исходных макроструктур (рис. 6.6*а*).

Проведенные эксперименты выявили значительное влияние исходных макроструктур деформируемых сред как на ход, так и на результат деформаций. Наиболее наглядно это влияние прослеживается при сравнении результатов деформаций изначально структурированных материалов с теми же материалами, лишенными исходных макроструктур. В отличие от «бесструктурных» при деформациях структурированных сред был получен спектр разнообразных вторичных структурных форм, возникших в процессе перестроек исходных макроструктур.

Анализ результатов экспериментов говорит о том, что формирующиеся вторичные структурные рисунки зависят от морфологии элементов исходных структур (рис. 6.4*б*, *в*), их геометрических параметров (рис. 6.4*в–е*), положения по отношению к осям нагружения (рис. 6.4*ж*, *з*, 6.5*в*, *д*, 6.6*б*, *в*). Механизмами формирования вторичных структур могут быть сплющивание первичных элементов (рис. 6.5*а*), их изгиб и повороты (рис. 6.4*в–д*, *ж*, *з*, 6.5*д*, 6.6*б*), разрыв (рис. 6.5*в*, 6.6*в*) или комбинации таких механизмов (рис. 6.4*б*, 6.5*б*, *е*). Помимо отмеченных моментов, в некоторых экспериментах наблюдается характерное для деформаций структурированных сред формирование элементов новых уровней структурной организации и вовлечения их в деформационный процесс. Так, в опытах 6.4*в–д* при прогрессирующей деформации полосы излома переходят в разрывы, разбивающие образцы на блоки. При формировании разрывов дальнейшая деформация образца на рис. 6.4*в* практически не отличается от случая 6.4*а*. Другой пример формирования

новообразованных структурных элементов, вовлекающихся в деформационный процесс, можно видеть на рис. 6.4*е*.

Наличие в деформируемых объемах исходных макроструктур не только влияет на ход и результат деформационного структурообразования, но в значительной степени изменяет механические свойства материалов, что вытекает из сравнения результатов испытаний образцов, приготовленных из материалов с резко различной реологией. Так, при деформации расслоенных образцов из глины и песка в случае, когда расслоенность располагалась под углом 135° к оси сдвигания, был получен совершенно идентичный структурный результат (см. рис. 6.5*в*, *г*), а в случае, когда расслоенность с осью сдвигания составляла угол 45°, полученные структурные результаты оказывались резко различными (см. рис. 6.5*д*, *е*). Другой пример: образцы, приготовленные из одного и того же материала, но содержащие зеркально отраженные блоковые структуры, обнаружили различную реакцию на сдвиг (рис. 6.6*б, в*). Отмеченные эффекты однозначно связаны с наличием в деформируемых объемах исходных макроструктур.

Результаты, полученные при экспериментальном изучении деформаций структурированных сред, дают определенную информацию для размышлений о роли исходной структуры реальной геологической среды в механизмах тектогенеза. Отметим, что все полученные в экспериментах деформационные структуры в тех или иных масштабах наблюдаются в природе. Этот факт позволяет связывать их образование с иерархической структурированностью реальной геологической среды, а результаты экспериментов учитывать при механической интерпретации разномасштабных природных тектонических структур.

Что касается вопросов влияния исходной структуры деформируемых сред на их механические свойства, то следует отметить, что этот факт хорошо известен в кристаллофизике (см. главу 5). Собственно, с неоднородностями микроструктуры реальных кристаллов связываются их пластичность, механизмы разрушений и т. д. Иначе говоря, микроструктура кристаллов во многом определяет их механическое поведение, однако в определяющих уравнениях структурные параметры вещества не участвуют в явном виде, а фигурируют лишь как феноменологические константы, получаемые при механических испытаниях материалов, в том числе и горных пород. Механическим испытаниям можно подвергнуть небольшие объемы горных пород, содержащие микронеоднородности, но в значительных объемах геологической среды содержатся также и различные макронеоднородности, не учитываемые в механических моделях. Эксперименты показали, что наличие в деформируемых средах макронеоднородностей может значительно влиять на их механические свойства. Это обстоятельство заставляет с осторожностью относиться к перенесению данных, получаемых при механических испытаниях образцов горных пород, на значительные объемы геологической среды. С этим же

обстоятельством связаны определенные сомнения в применимости реологического подхода при физическом моделировании тектонических структур. И в том и в другом случае в моделях необходим учет неоднородностей, связанных с исходной детальной структурой геологической среды на всех масштабных уровнях.

6.3. ДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЕ

Конкретные механизмы протекания остаточных деформаций геологической среды, приводящих к формированию закономерных сочетаний структурных форм (структурных парагенезов), невозможно понять, изучая лишь диаграммы механических испытаний горных пород, так же как, основываясь лишь на феноменологических моделях, невозможно понять физическую природу пластичности. Выявить физические механизмы пластических деформаций удалось, лишь исследовав атомно-молекулярную структуру вещества и дефекты (неоднородности), нарушающие эту структуру. В последнее время в физике твердого тела дефекты, нарушающие кристаллическую структуру материалов, были представлены как самостоятельные структуры различных уровней организации вещества, что привело к рождению принципиально новой физической модели механики среды со структурой (мезомеханики) (см. гл. 5). В рамках мезомеханики предпринимаются попытки привести в соответствие феноменологические модели (модели механики сплошных сред) с физикой микроскопических процессов, определяющих механическое (реологическое) поведение материалов. Собственно, такая же цель преследуется геологами при изучении тектонических деформаций. Более того, для достижения этой цели предлагаются одни и те же средства: модели среды со структурой. Разница состоит лишь в том, что физиков в большей мере интересуют микроскопические механизмы пластических деформаций и разрушения твердых тел, а специалистов геологических направлений — макроскопические механизмы остаточных деформаций геологической среды.

6.3.1. Структурные уровни деформаций геологической среды

Для изучения физических механизмов тектонических деформаций, проявляющихся в виде различных структурных форм и их сочетаний, представляется естественной замена абстрактной модели «сплошной среды», состоящей из точек, являющихся по совместительству материальными частицами среды, на модель, в которой среда образована совокупностью геометрических структурных элементов, объединенных в систему. По определению система — это множество элементов, находящихся в отношениях и связях друг с другом, образующих определенную целостность, единство. Иначе говоря, система — это ряд особым образом организованных элементов, а организация элементов

в системе является ее структурой. Таким образом, в отличие от модели сплошности предлагаемая модель — модель среды со структурой. В ней среда представляется сплошной в том смысле, что она практически непрерывно заполняет геологическое пространство, но в то же время она дискретна, так как состоит из элементов определенной геометрии и размеров, связанных в единое целое. Такая модель может быть исследована на предмет динамических перестроек структуры системы в ответ на какие-либо внешние воздействия.

Структурное состояние реальной геологической среды определяется совокупностью разномасштабных структурных элементов, являющихся структурными уровнями ее организации. На разных структурных уровнях такими элементами могут быть отдельные минеральные зерна, агрегаты зерен, слои, пачки слоев, блоки, и т. д., а структура среды в целом представляет собой суперпозицию структур разных уровней. Следовательно, модель исходной структуры реальной геологической среды может быть представлена иерархической системой элементов, содержащей разные уровни их структурной организации. В простейшем виде такая иерархия содержит внутризерновые уровни (атомы, дислокационные структуры, блоки мозаики и др.), уровни зерен, агрегатов зерен, слоев, пачек слоев, блоков, ансамблей блоков. Все эти уровни структурной организации системы можно назвать уровнями низшего порядка. Уровнями высшего порядка являются уровень литосферных плит и уровень геосфер. Особенностью такой системы является то, что каждый из последующих структурных уровней включает в себя предыдущие. Нетрудно заметить, что такая модель синтезирует масштабные уровни, выделяемые А. В. Лукьяновым и другими исследователями, но ее преимущество заключается в том, что помимо деформаций, происходящих на каждом из масштабных уровней, в ее рамках появляется возможность анализировать процессы взаимодействия деформаций, происходящих на разных масштабных уровнях, и изучать механизмы формирования парагенезов разномасштабных структурных форм.

6.3.2. Функциональные различия уровней геологических структур

Поскольку для анализа тектонических процессов привлекается модель среды со структурой, имеет смысл прежде всего определить функции этой структуры в механизмах тектогенеза. Функции уровней структур высшего и низшего порядка различны и требуют различных подходов к их изучению.

С точки зрения современных геотектонических гипотез основная функция структуры уровня геосфер заключается в дифференциации вещества Земли, вызывающей перемещения литосферных плит. При перемещениях литосферных плит образуются различные типы границ, в пределах которых в основном и происходят деформации геологической среды. Все процессы, связанные со структурными уровнями высшего порядка, являются предметом специальных исследований и в дальнейшем рассматриваться не будут.

Для целей анализа тектонических деформаций важно то, что с перемещениями и пограничными взаимодействиями литосферных плит связано возникновение тектонических напряжений, которые в пределах «нагружаемых» объемов геологической среды распределяются неравномерно, концентрируясь на неоднородностях структур низших порядков. Иначе говоря, иерархия структур низших порядков порождает в нагружаемой геологической среде весьма неоднородное поле напряжений с концентраторами разных размеров и интенсивности. Неоднородность поля напряжений, связанная с разными уровнями структурной организации среды, четко фиксируется в физических экспериментах на оптически активных средах (рис. 6.7). В связи с неоднородностью поля напряжений деформация также неоднородна и развивается локализованно в концентраторах, так как напряжения в этих областях раньше, чем в других частях системы, достигают предельных значений. Такие представления о тектонических деформациях позволяют использовать при их описании релаксационный подход, развиваемый в мезомеханике, и рассматривать деформируемую геологическую среду как далекую от равновесия диссипативную систему. При этом предполагается диссипация упругой энергии, поэтому деформационный процесс напрямую связан с релаксацией полей напряжений.

Рис. 6.7. Картина изохром, возникающая при деформации неоднородного зернистого материала. Эксперимент на оптически активном материале (по Файф, Прайс, Томпсон, 1981)

Таким образом, основная функция иерархии структур низшего порядка, участвующих в строении геологической среды, заключается в релаксации полей напряжений, порождаемых взаимодействием структур высшего порядка.

6.3.3. Релаксационный подход к описанию тектонических деформаций

Релаксационный подход к описанию остаточных деформаций основан на предположении, высказанном еще в прошлом веке Дж. Максвеллом. Суть его состоит в том, что вызываемое нагрузкой упругое изменение формы тела с течением времени преобразуется в необратимое (остаточное). В этом случае общая деформация тела ($\varepsilon_{общ}$) в любой момент времени характеризуется упругой ($\varepsilon_{упр}$) и остаточной ($\varepsilon_{ост}$) составляющими:

$$\varepsilon_{общ} = \varepsilon_{упр} + \varepsilon_{ост}.$$

Если в процессе деформирования напряжения остаются неизменными, то не изменяется и упругая составляющая, но общая деформация с течением времени постоянно увеличивается, так как возрастает остаточная составляющая. При нагружении тела в момент приложения нагрузки практически вся деформация будет упругой. Однако если оставить нагруженное тело в этих условиях на неопределенно долгий срок, вся упругая деформация перейдет в остаточную. Скорость перехода упругой деформации в остаточную характеризуют временем (периодом) релаксации напряжений (ϑ) — таким временем, за которое напряжение при постоянной деформации уменьшается в e раз ($e = 2{,}72$ — основание натуральных логарифмов), см. формулу (1.4.7).

Проведем простой эксперимент: растянем металлический стержень внешними силами и оставим его в таком положении на некоторое время. В начальный момент времени (t_0) его общая деформация ($\varepsilon_{общ}$) будет характеризоваться лишь упругой составляющей ($\varepsilon_{упр}$), которая легко вычисляется по закону Гука: $\varepsilon_{упр} = \sigma_0/E$ (σ_0 — напряжение, E — модуль Юнга). Однако через какой-то промежуток времени t часть упругой деформации перейдет в остаточную. Если предположить, что при постоянной деформации материал стержня характеризуется временем релаксации ϑ, это значит, что за отрезок времени ϑ напряжения уменьшатся в e раз: ($\sigma_\vartheta = \sigma_0/e$), а за промежуток времени t — в $e^{t/\vartheta}$ раз: ($\sigma_t = \sigma_0/e^{t/\vartheta}$). В этот момент времени упругая составляющая деформации будет равна:

$$\varepsilon_{упр} = \sigma_t/E = \sigma_0/Ee^{t/\vartheta},$$

а остаточная —

$$\varepsilon_{ост} = \varepsilon_{общ} - \varepsilon_{упр} = \sigma_0/E - \sigma_0/Ee^{t/\vartheta} = \sigma_0(1 - 1/e^{t/\vartheta})/E.$$

Дифференцируя это выражение по t, находим скорость нарастания остаточной составляющей деформации в момент времени t:

$$\dot{\varepsilon} = d\varepsilon/dt = \sigma_0/E\vartheta e^{t/\vartheta}.$$

Отсюда в начальный момент времени, т. е. при $t = t_0$, скорость нарастания остаточной деформации будет равна:

$$\dot{\varepsilon}_0 = \sigma_0/E\vartheta.$$

Из приведенного примера следует, что если при деформировании стержня постоянно поддерживать напряжение $\sigma = \sigma_0$, скорость нарастания остаточной деформации все время будет постоянной и равной $\dot{\varepsilon}_0$ и, следовательно, через промежуток времени t величина остаточной деформации будет равна: $\varepsilon_{ост} = t\sigma/E\vartheta$, а полная деформация, происшедшая за время t от начала деформирования при постоянном напряжении σ, составит величину:

$$\varepsilon_{общ} = \varepsilon_{упр} + \varepsilon_{ост} = \sigma/E + t\sigma/E\vartheta.$$

Приведенное выражение является уравнением Максвелла для рассмотренных условий деформирования стержня. Соответственно для сдвига, осуществляемого в тех же условиях деформирования, уравнение Максвелла может быть записано следующим образом:

$$\gamma_{общ} = \gamma_{упр} + \gamma_{ост} = \tau/G + t\tau/G\vartheta,$$

где γ — деформация сдвига, τ — касательное напряжение, G — модуль сдвига.

Механизм, предложенный Дж. Максвеллом для объяснения понятия релаксации (фактически механизм диффузии), относится к однородным однофазным (сплошным) средам, т. е. к «идеальным» материалам. При действии такого механизма скорость нарастания остаточной деформации сдвига при постоянном напряжении ($\dot{\gamma} = \tau/G\vartheta$) постоянна и прямо пропорциональна величине сдвигового напряжения τ. Это обстоятельство сближает рассмотренный тип остаточной деформации с течением жидкости, при котором скорость относительного сдвига ($\dot{\gamma} = \tau/\eta$) также прямо пропорциональна касательным напряжениям (течение жидкости также осуществляется механизмом диффузии). Поэтому множитель $G\vartheta$ часто отождествляют с вязкостью η и уравнение Максвелла записывают в виде:

$$\gamma = \tau/G + t\tau/\eta, \text{ где } \eta = G\vartheta. \qquad (6.3.8)$$

Отсюда, зная вязкость материала и его модуль сдвига, можно оценить характерное время релаксации напряжений:

$$\vartheta = \eta/G.$$

Как следует из записанного выше уравнения, в рассматриваемой модели нет ограничений для величины деформации. Однако в отличие от «идеальных» в реальных кристаллических материалах, а тем более в реальной геологической среде, в которой помимо микронеоднородностей присутствуют различные макронеоднородности, релаксация напряжений может осуществляться не только механизмом диффузии, но и многими иными механизмами, что придает некоторое своеобразие приложению релаксационной модели Максвелла к анализу тектонических деформаций.

6.3.4. Взаимосвязь релаксации напряжений со структурными неоднородностями геологической среды

Выше уже отмечалось, что при нагружении неоднородной иерархически построенной геологической среды возникающие в ней напряжения распределяются неравномерно, концентрируясь на неоднородностях структур разных структурных уровней. Поскольку распределение напряжений контролируется структурой среды, то и их релаксация должна быть связана со структурой, а точнее, с ее перестройкой. Разнообразие структурных уровней среды создает некоторый запас релаксационных механизмов, взаимодействием которых и определяется деформация системы. Релаксация напряжений может осуществляться внутризерновыми механизмами (диффузионными, трансляционными и др.); механизмами уровней зерен и агрегатов зерен (перестройкой и миграцией границ зерен, растворением-переотложением, рекристаллизацией, перекристаллизацией, фазовыми превращениями и др.); механизмами уровня слоев и пачек слоев (перемещениями слоев по границам, их будинированием, изгибом и др.); наконец, разрушением материала в концентраторах, т. е. образованием трещин, разрывов и разрывных зон и перемещениями блоков по этим нарушениям. Включение конкретных механизмов в релаксационную работу существенно зависит от внешних условий деформирования (T, P, скорости нагружения и др.). При определенных внешних условиях концентраторы каждого из уровней структурной организации системы обладают собственными механизмами и, что особенно важно, *собственными временами релаксации напряжений*, поэтому деформационный процесс в геологической среде осуществляется не хаотически, а вполне закономерно и упорядоченно, последовательно переходя с уровня на уровень.

Деформация геологической среды всегда начинается с того из уровней структурной организации, концентраторы которого при данных внешних условиях оказываются наиболее подготовленными к релаксационной работе. В процессе деформации «работающий» уровень структур (уровень, релаксирующий напряжения) постепенно утрачивается, т. к. в связи с релаксацией концентраторов этого уровня перестраивается структура среды. С перестройкой структуры перестраивается и поле напряжений, и в релаксацион-

ную работу включаются другие концентраторы, связанные с другим структурным уровнем, наиболее подготовленным к релаксационной работе. Таким образом, переходы деформации с одного структурного уровня на другой не являются случайными. Они подготавливаются деформационной предысторией.

В релаксационной работе деформируемой геологической среды принимают участие как уровни структур, имеющиеся в системе изначально (уровни зерен и слоев), так и приобретенные в процессе деформации (уровни микролитонов, тектонических блоков и т. п.). Новообразованные уровни структурной организации среды могут формироваться как посредством пластической деформации (микролитоны при формировании кливажа), так и путем локальных разрушений концентраторов (будины, ограниченные разрывами блоки).

Анализируя правую часть приведенного выше уравнения Максвелла, можно заметить, что результат остаточной деформации в значительной степени зависит от скорости деформирования (скорости нагружения среды), а точнее, от соотношения скорости нагружения системы ($v_н = \varepsilon/t$) и скорости релаксации напряжений ($v_р = \sigma/E\vartheta$). Очевидно, что при слишком большой скорости нагружения, превышающей скорость релаксации напряжений, происходит быстрое их накопление и, как следствие, разрушение среды. Однако локальные разрушения концентраторов могут происходить и при медленной скорости нагружения, когда в результате структурных перестроек исчерпывается возможность релаксировать напряжения имеющимися в системе средствами. Иначе говоря, в процессе деформации структура среды может перестроиться таким образом, что при данных внешних условиях ни один из уровней структурной организации не может эффективно релаксировать напряжения. В этом случае напряжения быстро растут, и при достижении ими предельных значений формируются трещины и разрывы. При формировании разрывов система приобретает новый структурный уровень — уровень блоков, способный эффективно релаксировать напряжения путем перемещений и поворотов этих новообразованных структурных элементов. При перемещениях и поворотах блоков в системе могут возникать локальные очаги новообразованных механических обстановок, не связанные напрямую с генеральной механической обстановкой. Так, например, в условиях глобальной обстановки сжатия, являющейся результатом коллизии литосферных плит, могут формироваться локальные структуры растяжения, сдвига и т. п., образующие единый структурный парагенез.

Таким образом, релаксируя возникающие концентраторы напряжений, последовательно переходя с уровня на уровень, структурно перестраиваясь, система постепенно накапливает большие остаточные деформации, запечатленные в ее современной детальной структуре.

Суммируя сказанное, можно отметить, что между детальной структурой геологической среды и релаксацией полей напряжений существует обратная связь. Структура обусловливает распределение напряжений. Релаксация концентраторов ведет к перестройке структуры. С перестройкой структуры перестраивается поле напряжений, а следовательно, изменяются и релаксационные механизмы. Существование такой связи определяет состояние динамического развития структуры среды, по отношению к различным элементам которой внешние силы оказываются не заданными изначально, а являются функцией состояния этих элементов и их деформационной предыстории.

В заключение следует подчеркнуть, что предлагаемая модель ориентирована на изучение формирования в геологической среде закономерных сочетаний разномасштабных структурных форм, т. е. структурных парагенезов. Основной смысл этой модели заключается в рассмотрении деформации неоднородной, иерархически построенной системы, каковой является геологическая среда. При любом внешнем воздействии, оказываемом на такую систему, в ней начинаются процессы, стремящиеся ослабить это воздействие. К числу таких процессов относятся и преобразования ее исходной иерархической структуры, заключающиеся в переупаковке структурных элементов, изменении их формы, пространственного положения, соотношений друг с другом, а также в формировании новых структурных элементов и вовлечении их в деформационный процесс. Конкретные механизмы структурных преобразований зависят от внешних условий деформирования (P, T и др.), а также от деформационной предыстории, в связи с чем при решении генетических вопросов структурообразования недостаточно ограничиваться рассмотрением лишь какого-то одного уровня структуры, так как формирование структур всех уровней находится в тесной взаимосвязи.

Учет эволюции внутренней структуры деформируемой геологической среды позволяет рассматривать тектонические деформации как процесс, развивающийся во времени, а формирование структурных парагенезов — как процесс исторический, связанный с последовательным преобразованием разномасштабных первичных структурных форм во вторичные. В результате таких преобразований в деформируемых объемах геологической среды может формироваться тот спектр разномасштабных структурных форм, который мы наблюдаем в природе, причем в каждом конкретном случае соотношение этих форм между собой как в пространстве, так и во времени вполне закономерно и отображает ту механическую обстановку, в которой формировался данный структурный парагенез.

Динамическая модель структурообразования в неоднородной геологической среде в принципиальном схематическом виде изображена на рис. 6.8.

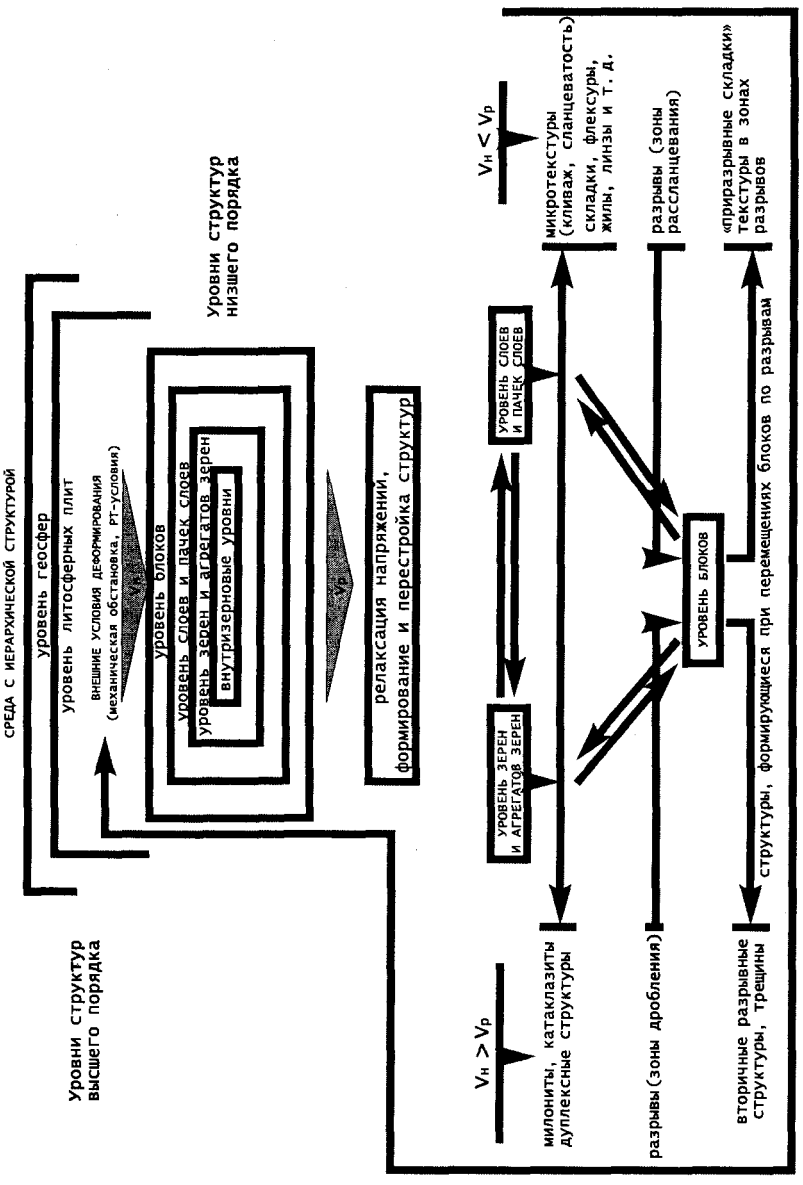


Рис. 6.8. Принципиальная схема структурообразования в неоднородной, иерархически построенной геологической среде

Глава 7

МЕХАНИЗМЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ И ФОРМИРОВАНИЕ ПАРАГЕНЕЗОВ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ

Изучение структур и текстур пород, в том числе и деформационных, обычно проводится в рамках литологии и петрографии, структуры же уровня зерен, как правило, не пользуются при исследовании тектонических деформаций тем вниманием, которого они заслуживают. Вместе с тем со структурами уровня зерен связано формирование целого класса тектонических структур — деформационных микротекстур, во многом определяющих ход тектонических процессов. Кроме того, именно структуры уровня зерен дают возможность связать деформационные и физико-химические процессы преобразования вещества, сопровождающие тектонические деформации, т. е. перейти от абстрактных геометрических и кинематических построений к динамическому анализу деформаций геологических тел, состоящих из конкретного вещества и деформируемых в конкретных термодинамических условиях.

7.1. ДЕФОРМАЦИИ УРОВНЯ ЗЕРЕН И ПРОБЛЕМА МИКРОТЕКСТУР

Понятие «конкретное вещество» в геологии означает «конкретные горные породы», выделение и обозначение которых основано на признаках зернового уровня, включающих минеральный состав и внутреннее строение. Этими же признаками определяются и механические, и физико-химические свойства пород, а осуществляемые при их деформации перестройки структур зернового уровня и физико-химические процессы преобразования вещества ведут к значительному изменению этих свойств, что необходимо учитывать при различных тектогенетических построениях. Именно изменениями механических свойств пород определяется необходимость изучения их деформации, происходящей на зерновом уровне. Наиболее значительные изменения механических свойств происходят тогда, когда в породах при их деформировании образуются плоскостные микротекстуры. С формированием микротекстур породы приобретают ярко выраженную анизотропию механических свойств, значительно влияющую на ход и структурный результат последующих деформаций.

Недостаточно внимательное отношение тектонистов к структурам зернового уровня породило одну из самых запутанных проблем структурной геологии — проблему деформационных микротекстур, над разрешением которой геологи всего мира бьются уже без малого два столетия.

При полевых исследованиях деформированных объемов геологической среды часто приходится сталкиваться с явлением расщепления или раскалывания различных горных пород по системам близко расположенных субпараллельных поверхностей на тонкие пластинки или линзочки. Поверхности расщепления располагаются иногда параллельно слоистости, чаще секут слоистость под разными углами.

Такая способность деформированных пород была отмечена геологами еще в первой половине XIX в. В 1835 г. А. Сэджвиком (Sedgwick, 1835) для явления расщепления горных пород на тонкие пластинки был применен термин *«cleavage»* — «кливаж» (раскол, расщепление). Естественно, что, как только было замечено это *явление*, начались исследования *причин* расщепления (кливажа). Одни исследователи связывали кливаж горных пород с соответствующим расположением в породах минеральных зерен, другие — с системой близко расположенных субпараллельных трещин. Многие геологи стали употреблять термин «кливаж» более широко, включая в это понятие расщепляемость пород по плоскостям напластования, структурам течения в лавах, сланцеватости, трещиноватости и т. п. Именно в таком широком понимании появились первые классификации кливажа (Leith, 1905).

С началом исследования причин расщепляемости пород термин «кливаж» стал постепенно утрачивать свое первоначальное значение, что привело к терминологической неоднозначности, породившей «проблему кливажа». Так, одни исследователи (Ван Хайз) отмечали, что кливаж (расщепляемость) имеет связь со свойствами минералов, и определяли кливаж как способность некоторых пород раскалываться по определенным направлениям легче, чем по другим. Другие (Лизс) трактовали кливаж иначе: как текстуры, благодаря которым породы обладают способностью расщепляться. Такие параллельные текстуры могут быть первичными или вторичными. Итак, уже в начале XX в. произошло смешение понятий «кливаж» как явления и как причины этого явления. Одни исследователи вслед за А. Сэджвиком под термином «кливаж» понимали собственно расщепляемость пород. Другие стали использовать этот термин для описания различных плоскостных микротекстур, создающих в породах анизотропию механических свойств и являющихся причиной расщепляемости. Среди последних теперь возникла проблема иного содержания.

Если кливаж — это плоскостная микротекстура, способствующая расщепляемости пород, то каким образом понятие «кливаж» соотносится с понятием «сланцеватость», употребляемым для описания текстур пород, сложенных строго параллельными тонкими пластинками или чешуйками минералов? Породы, содержащие сланцеватость, часто хорошо расщепляются, т. е. к описанию текстур таких пород также можно было применять термин «кливаж». С этой точки зрения интересно проследить трансформацию термина *«slaty cleavage»*, примененного А. Сэджвиком для характеристики кливажа (расщепляемости)

в аспидных сланцах. В понимании этого исследователя термин «*slaty cleavage*» означал «расщепляемость пород по сланцеватости». В дальнейшем этот термин стал применяться для описания текстур пород, причем одни геологи отличали эту текстуру от сланцеватости, другие считали ее синонимом последней.

Проблема в еще большей степени осложнилась, когда при изучении механизмов образования различных текстур, определяемых разными исследователями как кливаж, термин «кливаж» стал обрастать определениями, имеющими генетический смысл. Так, появились термины «кливаж течения», «кливаж разлома», «кливаж скалывания» и т. п., причем каждый автор смысл этих терминов истолковывал по-своему. Все это еще более запутало терминологию. Авторы статей, посвященных кливажу, перестали понимать друг друга. Дополнительные искажения в содержание терминов внеслись при переводе, например, с английского языка на русский. Так, термин «*fracture cleavage*» можно понимать как «расщепляемость по трещинам». Однако в большинстве случаев он переводится как «кливаж (расщепляемость) разлома». Очевидно, что такое словосочетание в русском языке имеет не вполне определенное значение.

Подробные исторические обзоры по проблеме кливажа с разбором разных точек зрения относительно терминологии и других вопросов содержатся в работах (Гончаров, 1970; Талицкий, Галкин, 1988).

Во второй половине XX в. проблема, связанная с микротекстурами, зашла настолько далеко, что многие исследователи стали высказывать явную неудовлетворенность таким положением дел. Так, А. Чидестер в работе, опубликованной в 1962 г. (Chidester, 1962) отмечает, что терминология, связанная с текстурами деформационного происхождения, не удовлетворяет по многим причинам. Такие термины как «расщепляемость», «сланцеватость», «пластинчатый кливаж», «кливаж течения», «кливаж осевой плоскости», «расщепляемость по осевой плоскости», «кливаж скалывания», «сланцеватость скалывания», «кливаж смещения» и «кливаж разлома», различно трактуются разными авторами. Каждый термин интерпретируется согласно точке зрения исследователя и сопровождается дополнительными характеристиками, оттеняющими их генетический смысл. Далее А. Чидестер призывает давать четкие определения применяемым терминам и определениям. Более образное и эмоциональное высказывание по поводу проблемы текстур можно найти в «Структурной геологии складчатых толщ» Е. Уиттена: «Завеса тайны», кажется, окружает листоватость, кливаж и сланцеватость» (Whitten, 1966).

Попытка приоткрыть эту «завесу» была предпринята в 1976 г. созывом Пенроузской конференции (США), специально посвященной проблемам кливажа горных пород. В конференции приняли участие геологи Западной Европы, США и Австралии. Участники конференции пошли по пути морфологического описания кливажа как микротекстуры. Все термины, несущие генетическую нагрузку, было решено изъять из употребления. Для кливажа как микро-

текстуры было рекомендовано следующее определение: «*Кливаж горных пород — это система близко расположенных, вторичных, плоскостных, параллельных элементов текстур, придающих породам механическую анизотропию, без видимой потери сплошности последних*» (Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics, 1982). Была также на морфологической основе разработана классификация текстур кливажа (Powell, 1979).

Путь, который избрали участники конференции для преодоления возникших проблем, представляется правильным и весьма перспективным. Прежде чем решать генетические вопросы, связанные с причинами кливажа (расщепляемости) пород, необходимо привести четкое морфологическое описание расщепляющихся пород с выделением структурных элементов, способствующих «расщепляемости».

В отечественной литературе под термином «кливаж» до сих пор чаще всего понимается способность пород расщепляться или раскалываться на тонкие субпараллельные пластинки или линзочки, т. е. принимается определение А. Сэджвика. В то же время нередко кливаж описывается как микротекстура. Иначе говоря, продолжается путаница в этом вопросе. Так, в свое время М. А. Гончаров в главе с лаконичным названием «Кливаж» определял кливаж как «...способность пород расщепляться по густо развитой системе параллельных или почти параллельных поверхностей, образовавшихся в процессе пластической деформации пород при складкообразовании» (Гончаров, 1970, с. 73). Во-первых, в таком определении вызывает недоумение лишенное всяких оснований утверждение, что кливаж есть результат «пластической деформации пород при складкообразовании». Во-вторых, несколькими строками нижеприведенного определения говорится буквально следующее: «...достаточно сравнить хотя бы руководства по структурной геологии (Ажгирей, 1966; Белоусов, 1961; Ситтер, 1960), чтобы убедиться в том, насколько различна трактовка морфологии и генезиса кливажа». Однако из принятого определения следует, что у кливажа как у «способности пород расщепляться» не может быть морфологии, так как у явления морфологии не бывает. Очевидно, говоря о морфологии и генезисе кливажа, термином «кливаж» в данном случае автор обозначал микротекстуру, с которой связана расщепляемость пород. Здесь мы сталкиваемся с тем самым смешением понятий, когда причина механической анизотропии пород и ее следствия обозначаются одним и тем же термином — термином «кливаж». Причины механической анизотропии пород заключаются в их строении на зерновом уровне, а следствием такого строения является расщепляемость на тонкие пластинки или линзочки. Такое двойственное трактование термина «кливаж» как макроскопического явления и как микроскопической текстуры создавало в свое время определенные трудности как при изучении самого явления, так и при анализе причин, с которыми это явление связано. Таким образом, при употреблении этого термина каждый раз следует четко оговаривать, о чем идет речь.

Для целей генетического анализа процессов структурообразования гораздо больший интерес представляет кливаж как деформационная микротекстура (как результат деформаций пород на уровне зерен), нежели как явление. Поэтому при изучении процессов структурообразования термином «кливаж», как и термином «сланцеватость», мы обозначаем микротекстуры вполне определенных морфологических типов, часто встречающиеся в деформированных объемах геологической среды и являющиеся причиной механической анизотропии горных пород.

Под текстурой горных пород обычно понимается совокупность признаков их строения, обусловленных относительным расположением и распределением составных частей породы. Если элементы строения текстуры не видны невооруженным глазом, а различаются только под микроскопом, текстуру называют микротекстурой. Уже в самом определении микротекстур заложена их морфологическая сущность. Поэтому при изучении любых микротекстур прежде всего следует четко разобраться, каким образом они устроены, т. е. что является элементами их строения. Сказанное относится и к изучению плоскостных ориентированных микротекстур, являющихся причиной расщепляемости деформированных горных пород.

7.2. МОРФОЛОГИЯ ПЛОСКОСТНЫХ МИКРОТЕКСТУР

Термин «плоскостная микротекстура» может быть расшифрован следующим образом: составные части породы расположены вдоль субпараллельных поверхностей. В горной породе, представляющей собой, как правило, полиминеральный агрегат, такими составными частями могут быть как отдельные минеральные зерна (все или какая-то часть), так и группы минералов (минеральные агрегаты). Следовательно, можно сказать, что выражение «горная порода имеет плоскостную микротекстуру» означает, что отдельные минералы или минеральные агрегаты в породе располагаются вдоль субпараллельных поверхностей.

Микроскопические особенности расположения составных частей (структурных элементов) пород, наблюдаемые в шлифах, плоскости которых перпендикулярны плоскостям расщепляемости, позволяют выделить несколько морфологических типов плоскостных микротекстур, причем текстуры того или иного строения характерны для вполне определенных петрографических разностей пород. Ниже приводится описание основных, наиболее широко распространенных типов плоскостных микротекстур, встречающихся в осадочных породах и в породах слабых и умеренных степеней метаморфизма.

7.2.1. Межзерновой кливаж

Первый тип плоскостных микротекстур встречается исключительно в деформированных осадочных, реже — вулканогенно-осадочных и вулкано-

генных породах, имеющих резко неоднородное зерновое строение: в алевролитах, песчаниках, туфопесчаниках, некоторых типах известняков и т. п. В таких породах под микроскопом наблюдается система тонких нитевидных зон, располагающихся субпараллельно одна другой и разбивающих породу на микроскопические линзочки (рис. 7.1). Нитевидные зоны и линзочки резко различаются по минеральному составу и внутреннему строению. Нитевидные зоны представляют собой агрегаты очень мелких, беспорядочно ориентированных или упорядоченных чешуек слюд, гидрослюд, хлорита, мельчайших зернышек рудных минералов, тонкодисперсного органического вещества. Их внутреннее строение удается рассмотреть только под электронным микроскопом. Минеральный состав этих зон всегда относительно постоянен независимо от минерального состава породы, в которой развита микротекстура. Основной особенностью минерального состава описываемых зон является практически полное отсутствие в них таких минералов, как кварц, кальцит, полевые шпаты.

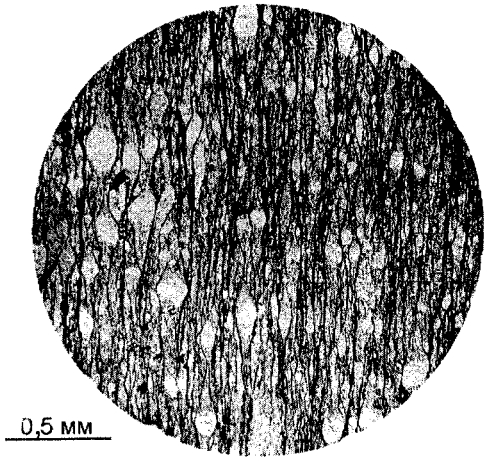


Рис. 7.1. Межзерновой кливаж

Минеральный состав линзочек, заключенных между нитевидными зонами, является собственно минеральным составом породы. Зерна минералов внутри линзочек чаще всего ориентированы беспорядочно, реже бывают несколько удлиненными по направлению протяженности нитевидных зон. В других случаях на торцах более или менее изометричных зерен наблюдаются нарастания так называемых «бород», состоящих из мелких новообразованных зерен кварца, кальцита, полевых шпатов, реже — слюд. В этом случае весь агрегат, состоящий из минерального зерна и «бород», оказывается удлиненным параллельно нитевидным зонам.

Плоскостные текстуры подобного строения мы называем *межзерновым кливажем*, нитевидные зоны — *кливажными зонами*, а ограниченные

кливажными зонами линзочки пород — *микролитонами*. Кливажные зоны и микролитоны являются основными элементами строения микротекстуры, именуемой межзерновым кливажем.

В породах, содержащих межзерновой кливаж, несмотря на общие черты строения текстуры, имеются и некоторые отличия. Так, в некоторых случаях зоны кливажа, располагаясь на контактах крупных обломочных зерен и цемента, быстро затухают в цементе. Тогда в матрице породы наблюдаются отдельные разобщенные кливажные зоны, не разделяющие породу на микролитоны. В таких случаях можно говорить о «недоразвитом» кливаже. Чаще кливажные зоны, огибая или «срезая» стоящие на их пути обломочные зерна, распространяются дальше в цемент, где они сливаются с такими же зонами, идущими от соседних зерен. Тогда порода разбивается на обособленные микролитоны.

Толщина микролитонов или, что то же самое, частота кливажных зон зависит от размеров обломков или минеральных зерен пород. В мелкозернистых породах интервалы между кливажными зонами измеряются десятыми и сотыми долями миллиметра, тогда как в крупнообломочных песчаниках или гравелитах толщина микролитонов значительно больше. От размеров зерен пород зависит и наблюдаемая форма микролитонов при одном масштабе рассмотрения. В мелкозернистых породах микролитоны в поперечном сечении выглядят как тонкие длинные линзочки, ограниченные ровными протяженными кливажными зонами. С увеличением размера зерен пород микролитоны становятся более короткими, а окружающие их кливажные зоны — более извилистыми.

Расщепление или раскалывание кливажированной породы при ударе происходит по поверхностям, проходящим через кливажные зоны, при этом чем более совершенно выражен кливаж, т. е. чем более протяженны кливажные зоны и чем ближе они отстоят одна от другой, тем легче раскалывается порода и тем тоньше выкалываемые пластинки.

Причина расщепляемости кливажированных пород заключается в том, что кливажные зоны являются потенциально ослабленными зонами, по которым при ударе порода раскалывается легче, чем по другим направлениям. Эти зоны легко поддаются выветриванию, в результате чего выветрелые кливажированные породы легко распадаются на пластинки и без удара. Ослабленный характер кливажных зон связан, видимо, с их минеральным составом, а также с весьма малым размером слагающих их минералов.

7.2.2. Сланцеватость

Другой распространенной разновидностью микротекстур является текстура, при которой подавляющее большинство плоских минералов, чаще всего чешуек слоистых силикатов, входящих в состав пород, располагается параллельно по всему рассматриваемому объему (рис. 7.2). Такая текстура

характерна для аргиллитов, филлитов, слюдяных сланцев и т. п., т. е. для многих осадочных и метаморфических пород, богатых слоистыми силикатами. Микротекстуру, выраженную преимущественно плоскопараллельным расположением чешуек слоистых силикатов или других плоских минералов, мы называем *сланцеватостью*. Понятие «сланцеватость» ввел в литературу Р. Бэйквелл (Bakewell, 1813), назвав сланцеватой породу, составленную строго параллельными тонкими минеральными пластинками или чешуйками. Таким образом, для микротекстуры, называемой сланцеватостью, принимается определение Р. Бэйквелла практически без изменений.

Рис. 7.2. Сланцеватость

Некоторые исследователи предлагали называть сланцеватостью текстуру подобного строения, развитую лишь в метаморфических породах, а такую же текстуру, содержащуюся в осадочных породах, именовали «кливажем течения». Однако, во-первых, термин «кливаж течения» несет генетическую нагрузку, что противоречит морфологическому подходу к классификации текстур. Во-вторых, разделение морфологически одинаковых микротекстур по степени метаморфизма пород, в которых они содержатся, представляется искусственным. Поскольку текстуры построены одинаково, они должны иметь одинаковое название.

Процентное отношение плоских минералов в различных породах может быть разным. Такие породы, как аргиллиты или филлиты, почти нацело состоят из слоистых силикатов, поэтому параллельные чешуйки в этих породах располагаются близко одна от другой. Минеральный состав слюдистых сланцев колеблется в широких пределах. В таких породах параллельные плоские минеральные зерна или чешуйки могут находиться одна от другой на некотором расстоянии.

Размер чешуек слоистых силикатов в породах со сланцеватостью может быть различным: от менее чем 0,01 мм в аргиллитах до 5 мм и больше

в метаморфических сланцах. В целом наблюдается некоторое увеличение размера чешуек с увеличением степени метаморфизма пород. Зерна таких минералов, как кварц или кальцит, при развитии в породе сланцеватости по слюдам могут оставаться изометричными или приобретать некоторую уплощенность в соответствии с общим направлением текстуры.

Таким образом, сланцеватость от межзернового кливажа отличается элементами строения. Для кливажа такими элементами являются минеральные агрегаты (кливажные зоны и микролитоны), а для сланцеватости — отдельные минеральные зерна.

Раскалывание сланцеватых пород на пластинки происходит по плоскостям спайности субпараллельно расположенных слоистых минералов, так как эти плоскости являются наиболее ослабленными. Раскалывание происходит тем легче, чем больше слоистых силикатов или других уплощенных минералов входит в состав породы. Толщина выкалываемых пластинок равна интервалам, на которых в породе расположены параллельные зерна плоских минералов.

7.2.3. Кливаж плойчатости

Третий тип плоскостных микротекстур развит исключительно в породах, уже ранее имевших анизотропное строение: в сланцеватых породах или породах, содержащих хорошо выраженный межзерновой кливаж.

При наблюдении таких текстур под микроскопом можно видеть, что плоскости ранних текстур (сланцеватости или межзернового кливажа) смяты в микроскопические складочки (микроплойчатость) или микрофлексуры. Крылья вложенных одна в другую микроскладочек или смыкающие крылья расположенных одна над другой микрофлексур формируют обычно прямолинейные зоны, причем выраженность этих зон тем лучше, чем круче наклонены крылья микроскладочек или смыкающие крылья микрофлексур. Такие зоны разбивают породу на полосы или линзочки, в которых заключены замки микроскладок или пологие крылья микрофлексур (рис. 7.3).

Минеральный состав и строение выделяемых зон и ограниченных ими линзочек различны. Если ранней микротекстурой являлась сланцеватость, то параллельные зоны крыльев микроплоек и микрофлексур сложены пластинчатыми минералами, чешуйки которых ориентированы параллельно одна другой, но под острым углом к протяженности самих зон (рис. 7.4). Если ранней текстурой являлся межзерновой кливаж, то параллельные зоны, пересекая раннюю текстуру, как бы «обрезают» ее по крыльям микроскладок или смыкающим крыльям микрофлексур. Внутреннее строение таких зон аналогично строению кливажных зон межзернового кливажа.

Характерной особенностью описываемых зон является практически полное отсутствие в них таких минералов, как кварц, кальцит, полевые шпаты. Создается впечатление, что эти минералы «выжаты» с крыльев микро-

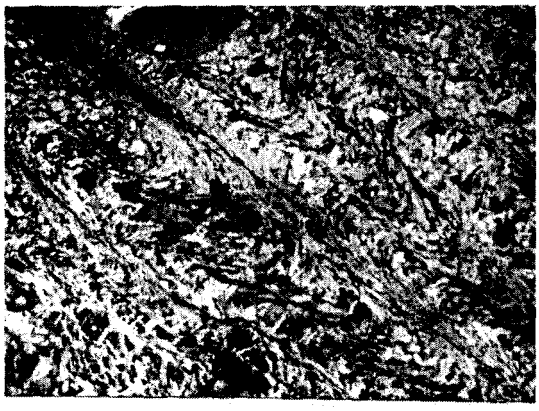


Рис. 7.3. Кливаж плойчатости

Рис. 7.4. Кливажная зона кливажа плойчатости

складок в их замки. Зоны крыльев практически полностью сложены чешуйками слюд.

Минеральный состав линзочек, заключенных между зонами крыльев, отображает собственно минеральный состав пород. В линзочках наблюдаются реликты ранней текстуры, образующей либо замки микроскладок, либо пологие крылья микрофлексур. По сравнению с зонами крыльев располагающиеся в линзочках замковые зоны всегда обогащены кварцем, кальцитом, полевыми шпатами.

Описанный тип плоскостных микротекстур в западной литературе называют «*crenulation cleavage*». В русскоязычном варианте такая текстура может быть названа *кливажем плойчатости* (Талицкий, 1983). По аналогии с межзерновым кливажем зоны, проходящие по крыльям микроплоек (смыкающим крыльям микрофлексур) и разделяющие породы на пластинки, называют *кливажными зонами*, а сами пластинки с заключенными в них замками микроплоек (пологими крыльями микрофлексур) — *микролитонами*.

По отношению к ранней текстуре (сланцеватости или межзерновому кливажу) кливаж плойчатости всегда является наложенной текстурой (вторым кливажем). Основными элементами строения кливажа плойчатости, как и межзернового кливажа, являются кливажные зоны и микролитоны, что позволяет именовать эти текстуры общим термином «кливаж». Однако внутреннее строение кливажных зон и микролитонов двух выделяемых типов кливажей резко различное.

Соотношение толщины кливажных зон и микролитонов в кливаже плойчатости может быть различным, но в большинстве случаев микролитоны в несколько раз толще кливажных зон.

Раскалывание породы, содержащей кливаж плойчатости, происходит по поверхностям, проходящим через кливажные зоны. Эти зоны являются ослабленными участками пород, так как они сложены слоистыми минералами, легко расщепляющимися по плоскостям спайности.

Рассмотренными выше тремя морфологическими типами не ограничивается все разнообразие микротекстур, наблюдаемых в деформированных породах. Однако сланцеватость и кливажи обоих морфологических типов являются наиболее распространенными плоскостными микротекстурами, отмечаемыми в деформированных объемах геологической среды. Отделить такие текстуры одну от другой макроскопически часто бывает практически невозможно. В обнажениях можно установить лишь факт расщепляемости пород, но причины расщепляемости выявляются лишь при микроскопических исследованиях. Более того, породы, содержащие слабо развитые плоскостные текстуры, макроскопически могут выглядеть массивными, нерасщепляющимися, а наличие в них того или иного типа микротекстур устанавливается только под микроскопом. Поэтому очевидно, что разделять и обозначать микротекстуры следует лишь при микроскопических исследованиях на основе их морфологии. Только на основании морфологических особенностей строения микротекстур могут решаться вопросы их генезиса.

7.3. ГЕНЕЗИС МИКРОТЕКСТУР

Относительно механизмов формирования кливажа и сланцеватости имеется множество самых разнообразных точек зрения. Это обстоятельство во многом отражает проблему «кливажа» как макроскопического явления,

о которой речь шла выше. Ниже мы остановимся на вопросах генезиса приведенных выше морфологических типов микротекстур, определяемых как межзерновой кливаж, сланцеватость и кливаж плойчатости.

Тот факт, что приведенные выше микротекстуры можно наблюдать и описывать в небольших объемах пород — в отдельных образцах или шлифах, позволяет рассматривать их формирование при деформациях небольших объемов пород безотносительно к более крупным структурным формам (складкам, разрывам и т. п.). Такой подход противоречит широко распространенным и заведомо ошибочным представлениям о том, что текстуры пород формируются при складчатых (или разрывных — приразломный кливаж) деформациях. Изучая текстуру образца горной породы в лаборатории, мы вообще можем не знать, из какой части слоя или какой части крупной структуры этот образец отобран. Мы также можем не знать, каким образом ориентировка изучаемой микротекстуры соотносилась с элементами структур более высокого порядка. Тем не менее имеющегося в нашем распоряжении материала (образца и шлифа) вполне достаточно для того, чтобы описать морфологию микротекстуры и на основании морфологических признаков составить представления о ее генезисе.

С другой стороны, к настоящему времени в лабораторных условиях проведено огромное количество механических испытаний различных горных пород при разных термодинамических условиях и условиях нагружения. Тем не менее ни в одном эксперименте до сих пор не удалось получить кливажные текстуры, хотя в природе они распространены весьма широко. Очевидно, это обстоятельство лишний раз указывает на различия в скоростях и длительности деформаций пород в природе и эксперименте. Именно эти характеристики реального природного процесса не удается воспроизвести в экспериментах.

Генезис описанных микротекстур представляется естественным связать с процессами, происходящими на уровне минеральных зерен и на более низких (внутризерновых) уровнях структурной организации геологической среды.

7.3.1. Механизм образования межзернового кливажа

Микроскопические наблюдения свидетельствуют, что породы, в которых отмечается межзерновой кливаж, несмотря на различное их происхождение, объединяет одно общее свойство: все они характеризуются резко неоднородным зерновым строением. Неоднородность проявляется в наличии относительно крупных «жестких» элементов (зерен или обломков) и более «податливой» мелко- или микрокристаллической массы, окружающей или скрепляющей крупные элементы. Так, большинство обломочных горных пород состоит из более или менее крупных обломков минералов и пород, сцементированных тонкозернистым глинистым или карбонатным цементом. Известняки, в которых развивается межзерновой кливаж, обычно неравномернозернистые (обломочные или

оолитовые) и, как правило, содержат значительную примесь глинистого вещества. Структуры некоторых лав, содержащих большое количество вкрапленников, весьма сходны со структурой обломочных пород, особенно в случаях, когда вулканическое стекло перекристаллизовано. Помимо строения, все эти породы часто неоднородны и по составу.

В настоящее время уже четко установлено и подтверждено различными методами исследований, что образование в породах межзернового кливажа связано именно с неоднородностями их строения и состава, при этом основным механизмом, участвующим в формировании такой микротекстуры, является механизм растворения под давлением, называемый также компрессионной ползучестью.

Физический смысл механизма компрессионной ползучести заключается в том, что при однонаправленном сжатии пород с резко неоднородной зерновой структурой в них возникает неоднородное поле напряжений, вызывающее неоднородность деформаций. На контактах зерен, нормальных к оси сжатия, образуются области повышенного давления (концентраторы сжимающих напряжений, зоны компрессии), а на контактах, параллельных к этой оси, — области пониженного давления (концентраторы растягивающих напряжений, «тени давления»). При определенном значении сжимающей силы давление контактирующих зерен друг на друга тем выше, чем меньше площадь контактов (давление равно силе, отнесенной к площади контакта). В местах повышенных давлений атомная структура минералов становится более «рыхлой» (в этих местах повышена концентрация вакансий), что создает условия для более интенсивного (по отношению к другим участкам пород) растворения вещества во флюиде. Такие процессы ориентированного растворения ведут к постепенному преобразованию точечных контактов между зернами в плоскостные со все более увеличивающейся площадью, при этом породы испытывают деформацию укорочения в направлении оси сжатия. Описанный процесс можно представить с помощью простой геометрической модели (рис. 7.5).

На рисунке представлен график зависимости площадей контакта (S) зерен сферической формы единичного диаметра ($D = 1$) от давления (P) на этих площадках при постоянно действующей сжимающей силе (F), равной единице. На графике показана также деформация укорочения (ε) в процентах. Из графика следует, что при увеличении площади контакта между зернами в результате растворения давление на нем постоянно падает. При деформациях укорочения от 5 до 50 % давление на контактах падает почти на порядок, при этом существенное падение отмечается при деформациях от 5 до 15 %. При 15–25 % зависимость между давлением и площадью контактов почти пропорциональная, а при больших деформациях падение давления резко замедляется. Такой характер кривой говорит о том, что деформация, осуществляемая механизмом растворения под давлением, — это типичная деформация с упрочнением. Наиболее легко она протекает при небольшой площади

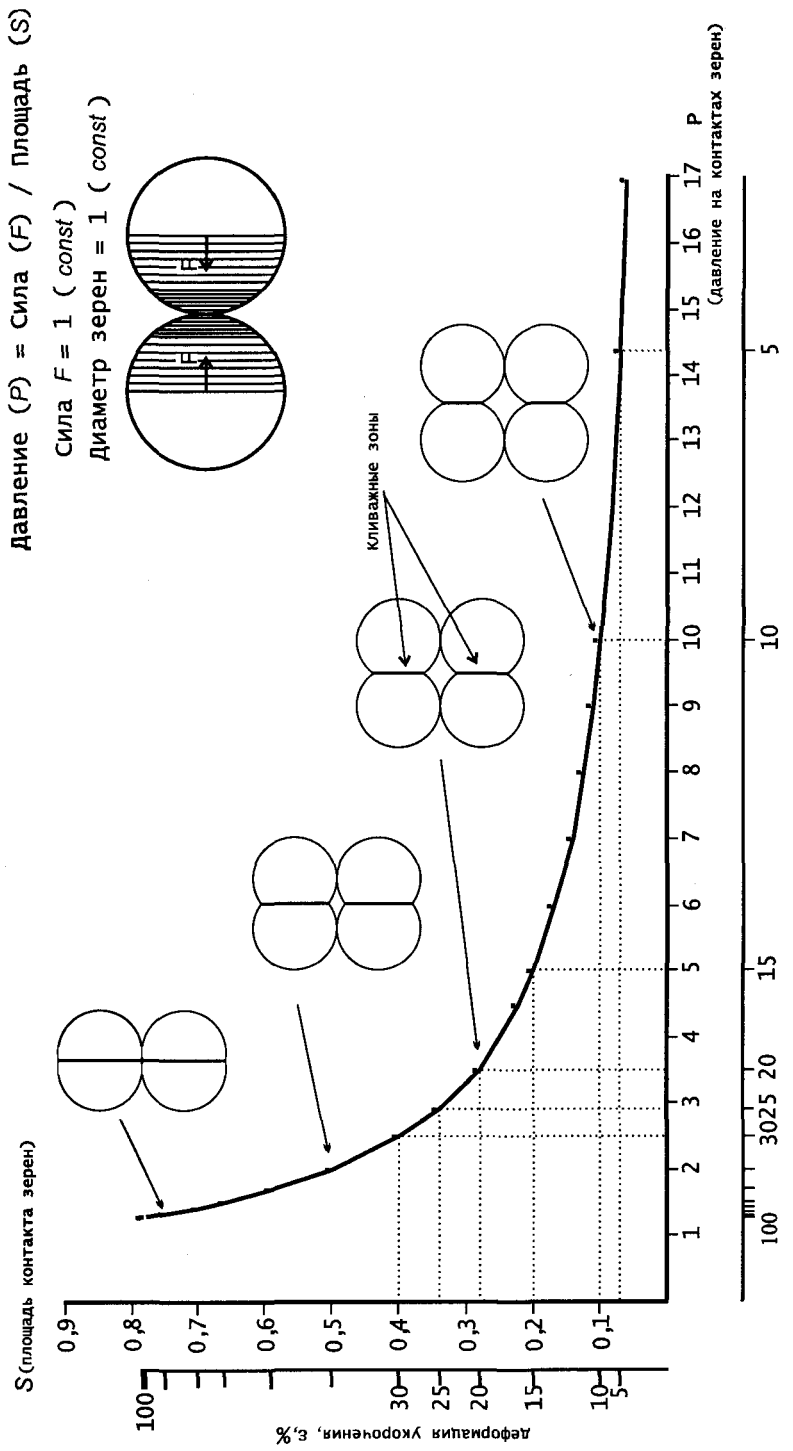


Рис. 7.5. График зависимости площадей контакта (*S*) зерен сферической формы единичного диаметра (*D* = 1), от давления (P) на этих площадках при постоянно действующей сжимающей силе (*F*), равной единице. ε — деформация укорочения в %

контактов зерен (5–15 %). При такой деформации в породах могут сформироваться лишь отдельные разобщенные зоны растворения (кливажные зоны), что иногда и наблюдается в шлифах. При деформациях от 15 до 25 % в породах уже возникает отчетливая плоскостная текстура (значительно увеличивается площадь контактов зерен), вследствие чего дальнейшая деформация резко замедляется.

В неоднородных по составу породах растворение под давлением осуществляется выборочно (селективно), т. е. при определенных внешних условиях (T, P, составе флюида и др.) растворяются лишь некоторые наиболее растворимые компоненты пород, тогда как другие оказываются практически нерастворимыми. К числу наиболее растворимых компонентов пород относятся кварц, кальцит, плагиоклазы, хлорит и некоторые другие, а практически нерастворимыми являются глинистые минералы, пылевидное рудное вещество, тонкодисперсная органика.

Растворенные в местах повышенного давления компоненты пород переносятся флюидом и переотлагаются на участках с пониженным давлением, например в «тенях давления» «жестких» элементов, где формируются различные микротрещины и микропустоты, а нерастворимые тонкодисперсные компоненты концентрируются в местах растворения, и их скопления образуют наблюдаемые под микроскопом тонкие нитевидные зоны (кливажные зоны). Таким образом, с генетической точки зрения кливажные зоны представляют собой плоскостные зоны, ориентированные нормально к оси максимального сжатия, в которых сконцентрирована вся деформация укорочения пород. Заключенные в них нерастворимые тонкодисперсные компоненты, с одной стороны, подчеркивают наличие таких зон, а с другой — способствуют расщепляемости пород, в которых развит межзерновой кливаж.

На схемах (рис. 7.6) приведены последовательные стадии формирования межзернового кливажа в обломочных породах с разным типом цементации (поровым или пленочным, с одной стороны, и базальным — с другой). В обоих случаях механизм формирования текстуры один и тот же, но имеются некоторые различия в деталях. В первом случае обломочные зерна породы контактируют между собой и формирование кливажа полностью соответствует описанной выше схеме. В результате в кливажированной породе часто отмечается «срезание» обломочных зерен зонами кливажа, а сами кливажные зоны выглядят более или менее прямолинейными (рис. 7.6*а*). Во втором случае обломочные зерна со всех сторон окружены цементом и между собой не контактируют. Тогда отмечается «вдавливание» обломочных зерен в цемент, при котором растворяются в основном не сами обломки, а растворимые компоненты, содержащиеся в цементе. В результате в кливажированной породе отмечается огибание обломочных зерен кливажными зонами, а сами зоны кливажа выглядят извилистыми, сильно ветвящимися (рис. 7.6*б*). И в том и в другом случае кливажные зоны всегда проходят между обломочными зернами, поэтому такой кливаж определяется как «межзерновой».

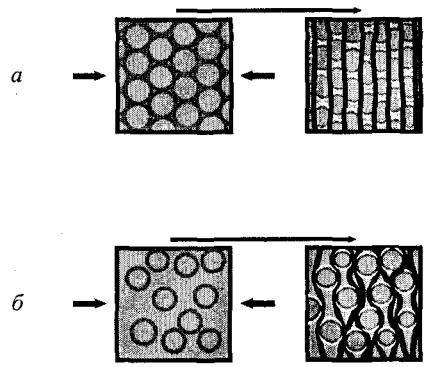


Рис. 7.6. Схема формирования межзернового кливажа: *а* — в породах с поровым типом цементации, *б* — в породах с базальным типом цементации

Ведущая роль механизма растворения под давлением при формировании межзернового кливажа подтверждается непосредственно наблюдаемыми в кливажированных породах частично редуцированными органическими остатками (рис. 7.7), а также частично растворенными или «вдавленными» один в другой оолитами (рис. 7.8).

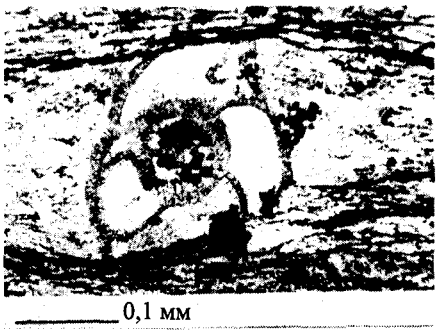


Рис. 7.7. Частичное растворение органического остатка при формировании межзернового кливажа (Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics, 1982)

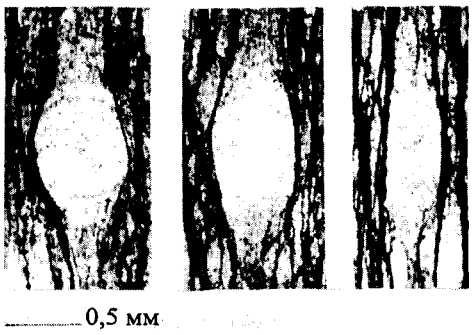


Рис. 7.8. Различные стадии растворения оолитов при формировании межзернового кливажа

7.3.2. Образование сланцеватости

В отличие от межзернового кливажа, при образовании которого происходит лишь частичная физико-химическая дифференциация вещества, образование сланцеватости требует практически полной перекристаллизации пород. Тот факт, что сланцеватость является именно кристаллизационной текстурой, а не результатом механического вращения минералов при деформации, подтверждается как полевыми и микроскопическими исследованиями сланцеватых пород, так и многочисленными экспериментами по перекристаллизации в условиях деформации. Так, при полевых исследованиях нередко обнаруживаются слабо деформированные ископаемые остатки в сильно рассланцованных метаморфических породах (Спенсер, 1981). Специальное изучение сланцеватых пород под электронным микроскопом показало, что минералы, образующие сланцеватость, практически не несут следов деформации. Наконец, непосредственные эксперименты на природных кристаллических агрегатах говорят о том, что при перекристаллизации в условиях деформации образуется четко выраженная предпочтительная ориентировка минералов, причем могут иметь место два типа перекристаллизации: *синтектоническая перекристаллизация*, т. е. перекристаллизация в ходе деформации, и так называемая *отжиговая перекристаллизация*, требующая, чтобы материал был сначала деформирован, а затем нагрет и выдержан некоторое время при постоянном давлении (Вернон, 1980). В природных условиях, видимо, могут реализовываться оба этих процесса.

Синтектоническая перекристаллизация пород осуществляется в том случае, когда деформация сопровождается усилением степени метаморфизма и в первую очередь повышением температуры. Попадая в новые температурные условия, минеральные ассоциации деформируемых пород становятся неустойчивыми, что ведет к их перекристаллизации с образованием новых минеральных парагенезов, устойчивых при данной температуре. Кристаллизация новых минералов идет в соответствии с «принципом Рикке», который определяет рост минералов в направлении, нормальном к оси максимального сжатия, однако химические процессы здесь уже не ограничиваются лишь растворением-переотложением, а ведут к более глубокому преобразованию вещества горных пород.

При синтектонической перекристаллизации сланцеватость может образовываться практически в любых породах, богатых слоистыми силикатами. В результате синтектонической перекристаллизации пород образуются метаморфические породы — различные кристаллические сланцы.

Отжиговый механизм образования сланцеватости проявляется при перекристаллизации, а точнее, рекристаллизации пород, претерпевших дометаморфические деформации. В частности, сланцеватость такого типа часто образуется при перекристаллизации кливажированных пород. При изучении кливажированных пород в шлифах часто можно видеть кристаллизацию новых

минералов, чаще всего слоистых силикатов, в зонах кливажа, причем такие минералы ориентируются параллельно плоскостям кливажных зон. Наблюдаются практически все стадии такой перекристаллизации, от появления в зонах кливажа отдельных ориентированных чешуек слюд до практически полной перекристаллизации кливажированной породы.

Процесс отжиговой перекристаллизации (рекристаллизации) можно представить следующим образом. При образовании кливажа горная порода длительное время находится в напряженном состоянии. В начале процесса напряжения концентрируются на небольших площадках контактирующих зерен. Постепенно, за счет растворения зерен площадь контактов увеличивается, что ведет к частичной релаксации напряжений. В то же время при увеличении площади контактов, т. е. при образовании кливажных зон, скорость растворения уменьшается. Этот механизм уже не в состоянии эффективно релаксировать напряжения. Если такая порода начинает нагреваться, начинается перекристаллизация напряженных зерен с образованием новых зерен, лишенных натяжений (Вернон, 1980). Таким образом, увеличение температуры ведет к снижению (релаксации) напряжений в системе, при этом новообразованные зерна, наследуя ориентировку кливажных зон, образуют сланцеватую текстуру.

Так же как и в случае синтектонической перекристаллизации, конечным результатом отжиговой перекристаллизации (рекристаллизации) является образование метаморфических пород типа различных кристаллических сланцев.

В природе наряду с метаморфическими породами сланцеватыми нередко бывают и осадочные породы, например аргиллиты. Микроскопическое изучение сланцеватой текстуры в аргиллитах показывает, что морфологически она неотличима от сланцеватости метаморфических пород, следовательно, также является сланцеватостью.

По данным литологических наблюдений, все типы осадков/пород в процессе литификации испытывают весьма глубокие структурно-вещественные преобразования (Япаскурт). Многие литологи отмечают, что в результате таких преобразований в породах глинистого ряда закономерные упорядоченные текстуры могут возникать уже на стадии катагенеза (Япаскурт, 1999).

В глинистых породах при их погружении физико-химические процессы проявляются в перекристаллизации глинистого вещества под действием возрастающей температуры и давления нагрузки, при этом часто происходит постепенное упорядочивание текстуры пород, т. е. вновь кристаллизующиеся аутигенные минералы (гидрослюды, хлорит, серицит) ориентируются базальными плоскостями параллельно друг другу и параллельно слоистости, образуя послойную сланцеватую текстуру. Такие структурно-вещественные преобразования пород отмечались, например, при изучении девонских отложений Волгоградского правобережья по профилю от свода Воронежской антеклизы

к Прикаспийской синеклизе (Карпов и др., 1969). По этому профилю одновозрастные и часто однофациальные породы погружаются от 100 м на своде Воронежской антеклизы до 6000 м у бортов уступа Прикаспийской впадины. Отмечено, что на глубине 1200 м наблюдаются глины с ассоциацией каолинит + гидрослюда. На глубине 2500 м уплотненные глины переходят в аргиллит с ассоциацией каолинит + гидрослюда + хлорит с явным преобладанием гидрослюды, а на глубине 2750 м в аргиллитах возникает послойная сланцеватая текстура, и породы здесь уже почти нацело состоят из гидрослюды и хлорита. С дальнейшим увеличением глубины погружения в аргиллитах увеличивается содержание хлорита.

Образование послойной сланцеватости в породах глинистого ряда на пути преобразования осадка в породу — процесс постепенный и длительный. Поэтому в природе встречаются глинистые породы в различной степени перекристаллизованные и с различной степенью выраженности послойной сланцеватой текстуры. Обычно все химические процессы, связанные с такой перекристаллизацией, не относятся к метаморфизму, а определяются иначе — эпигенез, катагенез, метагенез. Тем не менее возникающая текстура обязана своим происхождением перекристаллизации пород, поэтому она может быть названа *кристаллизационной сланцеватостью*. В то же время эта текстура является деформационной, но деформация при ее образовании вызвана не тектоническими силами, а весом вышележащих пород.

7.3.3. Генезис кливажа плойчатости

Механизм образования кливажа плойчатости рассматривался многими исследователями (Cosgrove, 1976; Gray, 1978; Gray, Durney, 1979; Талицкий, 1983), предложившими сходные схемы, различающиеся лишь в некоторых деталях. Формирование этой текстуры, так же как и межзернового кливажа, определяется строением пород, в которых он развивается. Сланцеватые породы на микроуровне могут рассматриваться как пачки чередования слюдистых микрослоев, сложенных ориентированными параллельно друг другу чешуйками слоистых минералов и заключенными между ними тончайшими прослоями или линзами микрозернистого кварца, плагиоклаза или других минералов. Попадая в условия продольного сжатия, сланцеватость начинает сминаться в микроскладки (микроплойчатость), которую часто можно наблюдать в деформированных сланцеватых породах. В результате образования микроплойчатости порода разбивается на два типа субпараллельных зон, ориентированных нормально к оси сжатия: зоны замков и зоны крыльев микроскладок. Эти зоны различно реагируют на прогрессирующее нагружение.

После того как в породах зародилась микроплойчатость, дальнейшая их деформация локализуется в зонах крыльев, где сланцеватость оказывается повернутой относительно оси нагружения. Чешуйки слюды здесь испытывают дальнейший поворот со скольжением по плоскостям спайности, а кварцевые

микрослои зажимаются между слюдяными, при этом чем больше поворачивается крыло, тем сильнее сдавливается кварцевый прослой.

В зонах замков микроскладок в это время сланцеватость ориентирована субпараллельно оси сжатия. Здесь преобладает деформация растяжения по оси, нормальной к оси сжатия, в результате чего в замках формируются микропустоты за счет отслаивания слюды по спайности (при сдавливании складок по оси, нормальной к их осевой поверхности, складки как бы выскальзывают одна из другой).

Таким образом, при прогрессирующей деформации между зонами замков и крыльев формирующихся микроскладок создается разность давлений. В зонах крыльев материал оказывается интенсивно напряженным, тогда как в зонах замков формируются микропустоты. Дальнейший процесс протекает аналогично тому, как это было при формировании межзернового кливажа. Под действием давления на крыльях микроскладок происходит растворение наиболее растворимых компонентов пород, которые переотлагаются в пустоты в зонах замков. Таким образом формируются кливажные зоны, представляющие собой редуцированные зоны крыльев микроскладок, из которых полностью удалены растворимые компоненты, и микролитоны — зоны замков, обогащенные переотложенными растворимыми компонентами. Хорошо выраженные кливажные зоны обычно наблюдаются при угле наклона крыльев порядка 30° по отношению к осевой поверхности микроскладок. Принципиальная схема формирования кливажа плойчатости в сланцеватых породах показана на рис. 7.9.

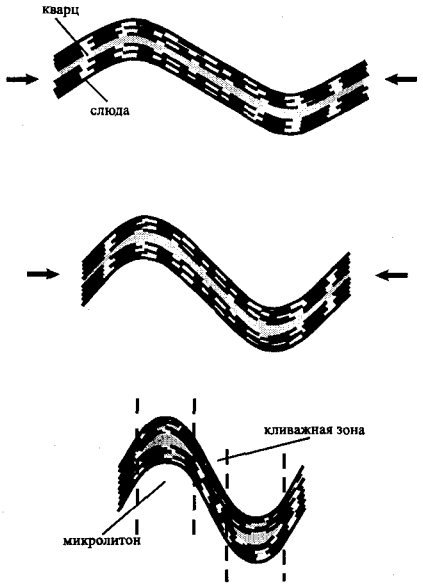


Рис. 7.9. Схема формирования кливажа плойчатости

Рассмотренный выше механизм является частным случаем формирования кливажа плойчатости, когда ось сжатия ориентирована параллельно плоскостям сланцеватости. Если же сжатие ориентировано под острым углом к плоскостям первой текстуры, не превышающим 45°, вместо микроскладок образуются микрофлексуры (рис. 7.10). Деформационное перераспределение материала в этом случае осуществляется между крутыми и пологими крыльями микрофлексур.

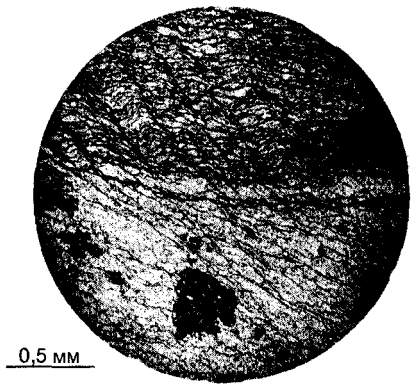


Рис. 7.10. Кливаж плойчатости, развивающийся по смыкающим крыльям микрофлексур

В некоторых редких случаях, когда в сланцеватых породах резко преобладает слюда, при сжатии вместо микроплойчатости или микрофлексур возникают полосы излома (кинк-зоны). В этом случае также возникает кливажная текстура.

Наконец, если кливаж плойчатости накладывается не на сланцеватость, а на межзерновой кливаж, при выносе растворимого материала с крыльев микроплоек на месте крыльев возникают тонкие нитевидные зоны, аналогичные зонам межзернового кливажа, которые резко обрезают первую текстуру, фиксируемую в микролитонах.

В заключение следует отметить, что при изменении *PT*-условий по кливажу плойчатости, так же как и по межзерновому кливажу, может развиваться кристаллизационная сланцеватость.

7.4. СКЛАДЧАТЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

При образовании микротекстур в деформации участвуют самые низкие уровни структурной организации геологической среды — внутризерновые уровни и уровень минеральных зерен. Очевидно, что если изъять из рассмотрения эти реальные структуры пород и заменить их понятием «сплошной среды с определенной реологией», вряд ли можно будет исследовать генезис микротекстур. С другой стороны, при изучении формирования микротекстур

не было необходимости обращаться к другим, более высоким структурным уровням: уровням слоев и пачек слоев. Такая необходимость возникает при анализе складчатых деформаций.

7.4.1. Некоторые особенности строения и деформирования геологической среды на уровне слоев

Каждый отдельный слой какого-либо объема геологической среды состоит из минеральных зерен, являющихся структурными элементами слоя. В то же время сами слои также являются структурными элементами выделенного объема. Механические свойства каждого из слоев, в том числе и деформационные, при одних и тех же внешних условиях зависят от свойств слагающих слои минеральных зерен: их формы, состава, размеров, способа упаковки, прочности связей на границах и т. п., т. е. от структурных и вещественных неоднородностей зернового уровня, а деформационные свойства выделенного слоистого объема определяются механическими свойствами каждого из слоев и характером их связей на границах.

Если слои в объеме различаются по механическим свойствам, т. е. по минеральному составу либо внутреннему строению, такой объем будем называть собственно *слоистым*, независимо от характера связей слоев на границах. Если же объем состоит из одних и тех же минеральных зерен, имеющих одинаковую форму и размеры, одинаково упакованных и т. п., т. е. из одних и тех же пород, но в нем выделяются слои, определяемые «облегченным» характером связей на границах, — такой объем будем называть *расслоенным*. Слоистость от расслоенности отличается тем, что в слоистых объемах между материалом отдельных слоев изначально существует больший или меньший контраст деформационных свойств, а в расслоенных — деформационные свойства материала слоев одинаковые. В расслоенных объемах при упрочнении связей на границах слоев и приближении их значений к прочности связей между минеральными зернами расслоенность исчезает и объем становится массивным.

В слоистых и расслоенных объемах геологической среды складки можно получить двумя способами: путем воздействия поперек или вдоль слоистости. При поперечном воздействии формируются складки поперечного, а вдоль — продольного изгиба. С точки зрения структурного парагенетического анализа наибольший интерес представляют складки продольного изгиба, так как такие складки широко развиты в наиболее интенсивно деформированных объемах геологической среды, образуя складчатые зоны и пояса.

Из механики известно, что изгиб любого стержневидного или пластообразного тела при сжатии в направлении его оси или плоскости (продольное сжатие) наступает не сразу. Проведем простой эксперимент: поставим обычную деревянную линейку вертикально на стол и надавим ладонью на ее торец. При медленном приложении силы мы поначалу не обнаружим никаких

видимых изменений. Линейка сохраняет свою прямолинейность. Однако при некотором значении прикладываемой силы ситуация быстро изменяется. Линейка резко теряет прямолинейную форму, изогнувшись посередине, после чего для продолжения изгиба требуется лишь небольшое усилие. Процесс резкого изгиба пластообразного тела, приводящий к его искривлению, называют потерей устойчивости. Силу, при которой тело теряет устойчивость, называют критической. Ее величина зависит от механических свойств материала, из которого состоит тело, и от геометрических параметров тела (длины, толщины, геометрии сечения).

При изгибе в теле отмечается сложный характер деформаций. Исследовать механизм изгиба можно с помощью модели, представленной на рис. 7.11. На рисунке изображен разрез тонкой пластины до и после изгиба. Разрежем пластинку на две части и соединим их так, чтобы сохранить условия ее работы как непрерывной конструкции. В представленной модели сплошность материала на месте разреза (в поперечном направлении) гарантирована введением шарнира и пружин. Шарнир расположен посередине высоты пластины, на горизонтальной оси, делящей пластину на две равные части. Помимо этой оси на пластину нанесено несколько поперечных рисок (1–1, 2–2, 3–3).

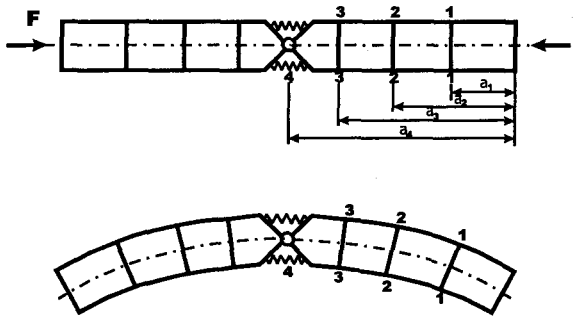


Рис. 7.11. Схематическое изображение пластины под нагрузкой

При изгибе пластины пружины начинают деформироваться, причем верхняя растягивается, а нижняя сжимается. Отсюда можно сделать вывод, что при изгибе в пластине возникают продольные напряжения сжатия-растяжения, которые и вызывают соответствующие деформации удлинения-укорочения. Посередине пластины напряжения отсутствуют (вокруг шарнира происходит только поворот сечения), следовательно, отсутствуют и деформации удлинения–укорочения. Это так называемая нейтральная ось пластины. В процессе изгиба она лишь искривляется. При изгибе пластины нанесенные предварительно поперечные риски остаются практически прямыми. Они лишь поворачиваются на некоторые углы так, что остаются перпендикулярными нейтральной оси. Это обстоятельство дает возможность рассматривать деформации как результат поворота поперечных плоских сечений друг

относительно друга. Следовательно, при изгибе напряжения и деформации не остаются постоянными по поперечному сечению пластины, а изменяются по линейному закону. Причем меняется и сам характер напряжений при переходе через нейтральную ось: растягивающие напряжения сменяются сжимающими. Это и приводит к заключению, что относительно этой оси одни продольные «волокна» пластины удлиняются, а противоположные им по высоте — укорачиваются, причем максимальные деформации удлинения-укорочения испытывают «волокна», наиболее удаленные от нейтральной оси, т. е. соответственно верхняя и нижняя поверхности пластины. Величину этих деформаций легко определить. Длина верхней полуокружности равна $\pi(R+h/2)$, а исходная длина этого слоя πR, следовательно, относительная деформация составит:

$$\varepsilon = \frac{\pi(R + h/2) - \pi R}{\pi R} = \frac{h}{2R}, \qquad (7.4.1)$$

где R — радиус кривизны изгиба, h — толщина пластины.

Из проведенного анализа следует, что при изгибе тела материал, непосредственно примыкающий к нейтральной оси, не участвует в деформации. Поэтому в инженерной практике соответствующие детали конструкций, работающие на сжатие, часто изготавливают пустотелыми (вместо стержней используют трубы, вместо балок — оболочки и т. п.). Однако в таких «тонкостенных» деталях конструкций при определенной величине действующей силы также отмечается потеря устойчивости, но она развивается несколько иначе, чем в рассмотренном выше случае. При сжатии такой конструкции в направлении ее оси в какой-то момент вся поверхность мгновенно покрывается мелкими вмятинами и вздутиями (мелкими складками), при этом ось конструкции остается практически прямолинейной. Потерю устойчивости, связанную с изгибом оси тела, в механике называют *общей*, так как она охватывает систему в целом, а потерю устойчивости стенки оболочки с образованием складок — *местной*. Местная потеря устойчивости может возникать и при изгибе в сжатой части тонкостенной конструкции. Тогда образуются складки двух масштабов, связанные с общей и местной потерей устойчивости.

Рассмотренные примеры из механики в общем случае применимы и к геологии, однако при анализе складчатых деформаций, происходящих в геологической среде, следует учитывать ряд особенностей, характерных именно для геологических систем. Во-первых, в геологической среде пласты горных пород деформируются не в воздухе, а в окружении других пород, т. е. в среде, оказывающей сопротивление. Во-вторых, деформации осуществляются весьма медленно, при малых скоростях нагружения. Наконец, слои состоят из весьма неоднородного материала. Все эти особенности безусловно влияют как на механизмы потери устойчивости слоистых толщ, так и на развитие складчатых деформаций.

7.4.2. Теоретические и экспериментальные исследования формирования складок продольного изгиба

В геологии анализ развития складчатых деформаций базируется на материалах натурных наблюдений и данных экспериментальных и теоретических исследований. Эти исследования позволили сформулировать некоторые закономерности формирования и развития складок продольного изгиба, которые можно свести к следующим основным моментам.

1. В строении слоистых толщ выделяются так называемые «компетентные» и «некомпетентные» слои, различающиеся по механическим свойствам. «Компетентные» — это наиболее жесткие слои, которые при продольном сжатии слоистой системы в первую очередь теряют устойчивость и дают начало развитию складчатых деформаций. В этой связи экспериментально и теоретически процесс зарождения складок продольного изгиба можно исследовать с помощью модели, состоящей из одного жесткого слоя, погруженного в более пластичную матрицу.

2. Поскольку в большинстве случаев складчатые деформации в геологической среде развиваются весьма медленно, при их теоретическом и экспериментальном исследовании можно использовать материалы, обладающие вязкоупругими свойствами. При этом основной механической характеристикой при развитии остаточных деформаций является эффективная вязкость. Физические эксперименты с моделями, состоящими из вязкого слоя определенной мощности, помещенного в маловязкую среду, показали, что на потерю устойчивости такой системы существенное влияние оказывает контраст вязкостей материала слоя и вмещающей среды. При малом контрасте вязкостей потеря устойчивости отмечается лишь после некоторого продольного укорочения слоя, тем большего, чем меньший контраст вязкостей существует. Собственно изгиб без предварительного укорочения происходит при большом контрасте вязкостей слоя и среды, составляющем величину около трех порядков.

3. Помимо контраста вязкостей на развитие складчатых деформаций оказывает влияние мощность сминающегося слоя. Многочисленные натурные наблюдения свидетельствуют, что от мощности сминающегося слоя зависит размер формирующихся складок: слои большей мощности образуют складки большего размера. Известны попытки теоретической оценки размеров складок в зависимости от механических и геометрических параметров системы. Основные работы в этом направлении были выполнены М. Био (Biot, 1961). Этим исследователем было установлено, что при продольном сжатии вязкого слоя, заключенного в маловязкую среду, в слое при потере устойчивости вначале образуются волны разной длины. Однако по мере увеличения деформации волны одной определенной длины растут быстрее других. Для определения размера такой «доминирующей» волны М. Био вывел следующее уравнение:

$$\lambda_0 = 2\pi h\,(\eta_1/6\eta_2)^{1/3}, \qquad (7.4.2)$$

где λ_0 — длина волны складок, h — мощность слоя, η_1 — вязкость материала слоя, η_2 — вязкость вмещающей среды. Предложенное уравнение справедливо лишь для начала процесса складкообразования (поэтому λ сопровождается здесь индексом «0»).

4. Складки продольного изгиба развиваются не только в слоистых, но и в расслоенных объемах в случае, если малы силы сцепления между слоями, т. е. слои имеют возможность свободно скользить относительно друг друга. В этом случае поверхности облегченного скольжения могут рассматриваться как маловязкие слои весьма малой мощности.

5. В среде, оказывающей сопротивление, вязкий слой может изгибаться лишь до определенного значения угла складки, после которого усиливающееся трение на границах начинает препятствовать «активному» изгибу. При дальнейшей деформации изгиб слоя будет проходить уже пассивно, подчиняясь общему «сплющиванию» всей системы. Таким образом, в формировании и развитии складок продольного изгиба в общем случае можно выделить три последовательные стадии: стадию продольного укорочения слоев, стадию их активного изгиба и стадию общего сплющивания складчатой толщи. На первой стадии отмечается некоторое укорочение слоев в направлении действия нагрузки и некоторое их утолщение, после чего происходит потеря устойчивости и начинается изгиб. «Складки продольного изгиба появляются тогда, когда изгиб требует меньшей затраты работы, чем равномерное сокращение слоя в одном направлении и утолщение его в другом без изгиба» (Белоусов, 1985, с. 94). По мере уменьшения угла формирующихся складок усиливается трение слоев на границах и стадия изгиба сменяется стадией общего сплющивания. Выделение стадийности в формировании складок продольного изгиба важно для дальнейшего анализа.

7.5. РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Различные аспекты разрывообразования в геологической среде являются наиболее широко обсуждаемой темой в структурной геологии и тектонофизике. Тектоническим разрывным нарушениям посвящены многие монографии как отечественных, так и зарубежных исследователей. Изучению структурных парагенезов, связанных с разрывами, большое внимание уделяли М. В. Гзовский (1975), А. В. Лукьянов (1991), Е. И. Паталаха (1981), С. И. Шерман (1977), С. С. Стоянов (1977), Л. М. Расцветаев (1987) и многие другие геологи. Не повторяя уже известных фактов, обратимся к тектоническим разрывам в контексте приведенной выше модели структурообразования в геологической среде.

7.5.1. Природа тектонических разрывов

В тектонике разрывами обычно обозначают поверхности или зоны, по которым наблюдается разобщение геологических тел на фрагменты и смещение этих фрагментов относительно друг друга. Формирование разрывов часто связывается с процессом механического разрушения, в результате которого нарушается сплошность деформируемых объемов геологической среды. Однако такое представление о тектонических разрывах не отображает в полной мере природу этих структурных единиц. Во-первых, в неоднородной иерархически построенной геологической среде уже изначально содержатся разрывы сплошности в виде пор, пустот, трещин, а также границ различных геологических тел, по которым в процессе деформации могут осуществляться смещения структурных элементов. Например, при изгибе слоев в складки на крыльях последних наблюдаются смещения слоев по границам, однако эти поверхности не относятся к тектоническим разрывам. Во-вторых, далеко не все тектонические разрывы являются результатом механического разрушения пород. Наконец, сам по себе процесс механического разрушения тех или иных элементов геологической среды не является однозначным признаком образования тектонических разрывов. Действительно, в процессе деформации весьма сложного композиционного материала, каковым является геологическая среда, жесткие элементы композиции (зерна, слои и т. п.) могут разрушаться, в то время как пластичные — течь. Такой процесс приводит к потере прочности или жесткости каких-либо объемов, но не к полному их разрушению. Частичным разрушением жестких элементов структуры характеризуется катакластическое течение, но при этом не происходит полной потери связности между элементами среды, а всего лишь один тип связей заменяется другим.

В рамках модели неоднородной геологической среды представляется целесообразным определять тектонические разрывы как узкие протяженные зоны резкой локализации деформации, осуществляемой в условиях сжатия, растяжения или сдвигания. Локализованная деформация может приводить к частичному или полному разрушению деформируемого материала, но может протекать и без разрушения. Такое определение тектонических разрывов близко к определению дизъюнктивных тектонических нарушений Л. М. Расцветаева (1987).

Образование тектонических разрывов означает появление в деформируемых объемах геологической среды новых уровней структурной организации. При появлении этих уровней система приобретает новые релаксационные возможности, связанные с перемещениями и поворотами новообразованных структурных элементов один относительно другого по зонам разрывов. Таким образом, зарождение тектонических разрывов в деформируемой геологической среде подготавливает переход деформации на новые структурные уровни.

Поскольку резкая локализация деформации может быть связана с любым из имеющихся в системе уровнем структурной организации, в деформируемой среде могут формироваться разрывные нарушения разного масштаба и, соответственно, структурные элементы разного размера. В этой связи с позиций рассматриваемой модели можно более качественно провести разделение разрывных нарушений на «трещины» и собственно «разрывы».

Разрывные нарушения, возникающие внутри слоев горных пород, внутри интрузивных массивов и т. п., т. е. *нарушения, не выходящие за пределы структур уровня зерен*, имеет смысл обозначать термином *«трещины»*, а ограниченные трещинами элементы относить к *уровню агрегатов зерен*. Трещины и ограниченные ими структурные элементы далеко не всегда имеют тектоническую природу. *Разрывные нарушения, которые секут слои, а тем более пачки слоев, имеет смысл называть собственно «тектоническими разрывами», а ограниченные ими структурные элементы относить к элементам уровня блоков.* Такие нарушения в подавляющем большинстве случаев связаны с тектоническими деформациями.

Заметим, что предлагаемое деление разрывных нарушений не является идеальным, однако оно более определенно, чем практикуемое в настоящее время.

С позиций тектоники разрывообразование в геологической среде заключается в совместном проявлении двух взаимосвязанных процессов: процесса образования тектонических разрывов и процесса перемещения структурных элементов по образованным разрывам.

Исследование процесса зарождения разрывных нарушений как трещин тектонического происхождения, так и собственно разрывов сводится, по существу, к установлению причин и механизмов резкой локализации деформации. С процессом «кусковой» деформации, т. е. перемещениями и поворотами новообразованных структурных элементов по разрывам, связаны различные эффекты деформаций геологической среды, определяющие формирование разнообразных парагенезов структурных форм.

Не претендуя на широкий охват такой сложной и многогранной проблемы, как разрывообразование в геологической среде, остановимся лишь на некоторых ее аспектах с позиций модели среды со структурой.

7.5.2. Причины и механизмы зарождения зон локализованной деформации

В неоднородной геологической среде имеется множество причин, порождающих локализацию деформации в узких протяженных зонах. Эти причины могут быть связаны с разными уровнями структурной организации системы, а локализация деформации может осуществляться разными механизмами и при разных видах нагружения.

Анализ природного геологического материала и обширных экспериментальных данных позволяет построить обобщенную схему всех возможных

дизъюнктивных нарушений как «трещин», так и собственно «тектонических разрывов», формирующихся в геологической среде при ее деформации. Из такой схемы следует, что в реальной геологической среде отмечается три типа дизъюнктивных структур: структуры сжатия, растяжения и сдвига.

К «трещинным» структурам локализованного сжатия относятся так называемые «содвиги» или «зоны сплющивания» (Расцветаев, 1987), стилолитовые трещины (Николя, 1992), а также рассматриваемые выше кливажные зоны и швы. Все эти структуры лишь условно можно назвать «трещинами», тем не менее они являются зонами резкой локализации деформации, разбивающими объем на микроблоки. К собственно разрывам такого типа следует относить «зоны тектонического сшивания» (Лукьянов, 1991) и сутурные швы. Локализованное растяжение реализуется в образовании трещин отрыва, раздвигов и т. п., а при локализованном сдвиге формируются «трещины скалывания» и широкий спектр разрывных нарушений со смещениями блоков вдоль разрывных зон.

Среди всех разновидностей тектонических разрывов, отмечаемых в геологической среде, наибольший интерес представляют разрывы со смещениями блоков вдоль разрывных зон. Такие структуры весьма широко распространены в геологической среде, и именно с ними в большей мере ассоциируется понятие «тектонический разрыв». С другой стороны, такие нарушения часто образуются внутри объемов, находящихся в механических обстановках сжатия или растяжения. В этой связи с точки зрения процессов структурообразования принципиальное значение имеет установление причин и механизмов трансформации сжимающих или растягивающих усилий, которым подвергается геологическая среда, в сдвиговые, локализованные в узких протяженных зонах, ориентированных под углом порядка 45° к действующей нагрузке. Очевидно, чтобы по таким зонам произошли смещения, они должны изначально существовать в нагружаемой системе либо подготавливаться деформацией, предшествующей сдвигу. Поскольку в исходных объемах геологической среды, характеризующихся изотропной зерновой или анизотропной горизонтально-слоистой структурой, видимые изначальные зоны разрывных трансляций, как правило, отсутствуют, есть основания полагать, что такие зоны подготавливаются деформационной предысторией. Рассмотрим некоторые механизмы, посредством которых может осуществляться такая подготовка.

В механике деформируемого твердого тела существует понятие деформационной неустойчивости, при этом речь идет о неустойчивости пластической деформации (пластической неустойчивости). При механических испытаниях материалов пластическая неустойчивость возникает тогда, когда становится легче деформировать испытываемый образец в том месте, где он уже был в какой-то степени деформирован. И наоборот, деформация устойчива, когда

она начинается в любом другом месте, чем в том, где она уже началась. Поэтому пластическая неустойчивость всегда обнаруживает себя локализацией деформации, в то время как устойчивая деформация развивается однородно в масштабе образца. Характерным, часто рассматриваемым примером деформационной неустойчивости является образование шейки в растягиваемых металлических стержнях с последующим разрывом тела именно в месте шейки. Другой пример деформационной неустойчивости, отмечаемой при сжатии умеренно хрупких материалов, — образование в образцах зон скалывания, являющихся узкими зонами локализованной деформации сдвига.

Специальные экспериментальные исследования условий появления деформационной неустойчивости показали, что неустойчивость возникает тогда, когда в уравнениях равновесия сумма членов деформационного разупрочнения уравновешивает сумму членов деформационного упрочнения таким образом, что в результате проявляется деформационное разупрочнение (Пуарье, 1988). Очевидно, что после этого легче деформировать область, уже подвергнутую деформации, чем начать деформирование в других местах. Иначе говоря, локализованная зона потенциального сдвига подготавливается процессами, ведущими к разупрочнению материала в этой зоне. Некоторые механизмы деформационного разупрочнения, осуществляемого при высоких температурах, рассматривались специально в ряде работ (см. Пуарье, 1988). Однако локализация сдвиговой деформации, фиксируемая образованием зон скалывания, проявляется в экспериментах с горными породами и другими материалами и при относительно низких температурах.

Один из механизмов зарождения локализованных сдвиговых зон, получаемых при низкотемпературных механических испытаниях разных типов горных пород, проводимых по *схеме* $\sigma_3 > \sigma_1 = \sigma_2$ (Ставрогин, Петросеня, 1992). Исходя из представлений о неоднородности горных пород, для описания их деформации авторы предложили модель, схематически изображенную на рис. 7.12. На этом рисунке квадраты 1, 2, 3, 4 представляют единичные объемы породы, к которым приложены сжимающие напряжения σ_3 и σ_1, и которые состоят из структурных элементов (зерен, кристаллов), изображенных сеткой квадратиков. Структурные элементы, обладающие разными показателями сопротивления сдвигу, статистически равномерно распределены в объеме породы. Процесс необратимой деформации породы зависит от вида напряженного состояния, характеризуемого параметром $c = \sigma_1/\sigma_3$. В зависимости от величины этого параметра в деформацию включается разное число структурных элементов N с соответствующими характеристиками сдвига. Жирными линиями, ориентированными под углом 45°, обозначены микроплощадки сдвига a, вертикальными штриховыми линиями — микроплощадки отрыва b, включающиеся в процесс необратимой деформации при данном значении c. Сочетание площадок a и b образует микроскопическую плоскость сдвига s, ориентированную под углами $\alpha_1 > \alpha_2 > \alpha_3 > \alpha_4 = 45°$ в зависимости от c.

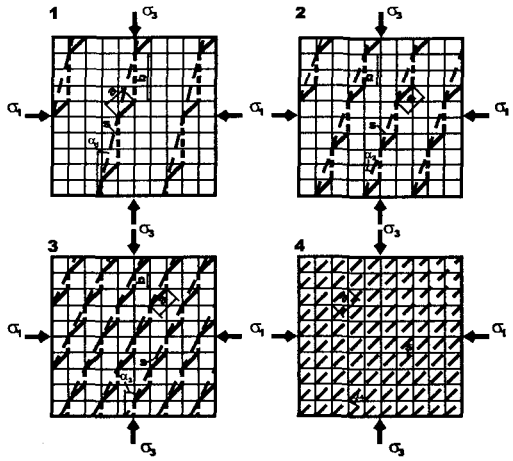


Рис. 7.12. Статистическая модель неоднородной среды при разных видах напряженного состояния (Ставрогин, Петросеня, 1992)

При одноосном сжатии $c = 0$. При чистом гидростатическом сжатии $c = 1$. Квадраты 1, 2, 3, 4 относятся соответственно к значениям $c_1 < c_2 < c_3 < c_4 < 1$. Число структурных элементов N, вовлекающихся в деформацию, по мере роста c также растет: $N_1 < N_2 < N_3 < N_4$, при этом растет и сопротивление сдвигу у включившихся в деформацию элементов. Коэффициент необратимой поперечной деформации $\mu = \varepsilon^p_1/\varepsilon^p_3$ для четырех случаев, представленных на рис. 7.12, имеет соответственно следующие значения: $\mu_1 > \mu_2 > \mu_3 > \mu_4 = 0{,}5$.

В случае $\mu_4 = 0{,}5$ все структурные элементы, заключенные в объеме, включаются в процесс необратимой деформации, который характеризуется как сдвиг. Объемная деформация здесь равна нулю. Горная порода ведет себя как пластичная среда. В других случаях остаточная деформация развивается путем комбинации сдвигов по микроплоскостям *a* и отрывов по микроплощадкам *b*. Модель развития такой деформации схематически изображена на рис. 7.13.

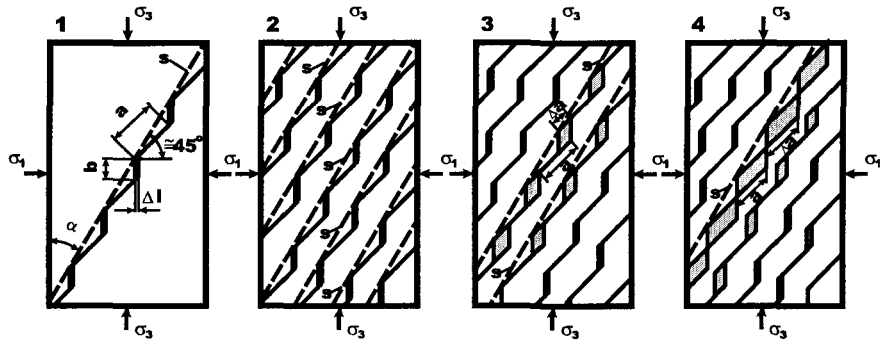


Рис. 7.13. Статистическая модель, поясняющая развитие процесса деформации горных пород в допредельной и запредельной областях (Ставрогин, Петросеня, 1992)

В соответствии с приведенной моделью, как только в деформируемой среде начинается сдвиг по микроплоскостям a, по микроплощадкам b происходит отрыв, в результате чего образуются микротрещины длиной b и шириной Δl, возрастающей пропорционально сдвигу по микроплощадкам a. Микроплощадки сдвига a представляют собой пачки, состоящие из многих сотен тысяч атомных слоев кристаллической решетки, сдвигающихся с «зацеплением» относительно друг друга, поэтому сдвиг сопровождается упрочнением. Первая макроскопическая плоскость сдвига s появляется в материале при достижении предела упругости (рис. 7.13, 1). Упрочнение приводит к вовлечению в процесс новых плоскостей s. Это продолжается вплоть до достижения предела прочности, при котором число таких плоскостей достигает максимума (рис. 7.13, 2).

Участок диаграммы от предела упругости до предела прочности характеризуется однородностью деформации по всему объему образца, при этом деформация характеризуется упрочнением. На пределе прочности однородность деформации прекращается. Процесс локализуется на наиболее слабых плоскостях сдвига s (рис. 7.13, 3), а остальные плоскости из процесса исключаются. На оставшихся в работе плоскостях начинает уменьшаться площадь микроплощадок сдвига a на величину Δa и увеличиваться ширина микротрещин отрыва. Это приводит к уменьшению сечения образца и, следовательно, к снижению общего усилия, необходимого для продолжения деформации. Таким образом, появляется максимум на диаграммах σ — ε, и дальнейшая деформация идет при постоянно снижающейся нагрузке (деформация с разупрочнением), так как Δa продолжает увеличиваться. Как только наступает полное сползание с площадок микросдвигов a и деформация на них достигает величины $\Delta a = a$ (рис. 7.13, 4), исчезает сцепление на всей плоскости s и дальнейшая деформация представляет собой скольжение с трением частей образца как целых по шероховатой поверхности разрушения.

Рассмотренная модель, помимо зарождения локализованных зон сдвига, объясняет эффект увеличения объема при деформации (эффект положительной дилатансии), а также деформацию пород со снижением уровня напряжений (деформацию в запредельных областях). Согласно этой модели именно дилатансионный эффект, собственно, и вызывает деформационную неустойчивость, а смена деформационного упрочнения разупрочнением связана с переходом деформации с одного структурного уровня (уровня зерен) на другой вновь образованный структурный уровень — уровень агрегатов зерен.

Эффект зарождения зон локализованных сдвигов, формирующихся в механической обстановке сжатия-растяжения, четко проявляется и в физических экспериментах на эквивалентных материалах. Причины зарождения таких зон специально исследовались нами с использованием уже упоминавшихся ранее модельных материалов: глины разной влажности и смеси песка с солидолом. Эксперименты проводились на специально приготовленных образцах размером 200×200×20 мм. Деформация образцов осуществлялась в обстановке

сжатия-растяжения при активном приложении как сжимающих, так и растягивающих напряжений. Нагрузка прилагалась параллельно длинным сторонам образцов.

При активном приложении сжимающей нагрузки испытывались образцы, приготовленные из влажной глины. Образцы помещались в специальный прибор, дно которого смазывалось маслом, и сжимались штампами, медленно движущимися навстречу один другому. Такого рода эксперименты на образцах из глины разной влажности проводились многими исследователями, и во всех случаях были получены аналогичные результаты: поверхность образцов покрывалась сетью тончайших сопряженных сдвиговых зон («трещин скалывания»), ориентированных под углами, несколько меньшими 45° по отношению к оси сжатия. Формирующиеся сдвиговые зоны макроскопически практически не видны и обнаруживаются лишь по смещениям контрольной сетки или иных маркеров, предварительно нанесенных на поверхность образцов.

Причины и механизмы зарождения таких зон в экспериментальной тектонике обычно не рассматриваются (отмечается лишь сам факт появления зон локализованных сдвигов), однако эти вопросы могут быть решены, если учесть некоторые моменты, связанные с внутренним устройством деформируемой среды. Известно, что влажная глина представляет собой материал, состоящий из мельчайших глинистых частиц и агрегатов с беспорядочной (структурой «карточного домика») или слабо упорядоченной текстурой. Такой материал структурно резко неоднороден и обладает высокой пористостью. Вследствие высокой пористости его деформация сопровождается эффектами структурного уплотнения.

При приложении к образцам из такого материала дифференциальных напряжений на начальных стадиях деформирование может осуществляться путем некоторого структурного уплотнения в направлении оси максимального сжатия, связанного с улучшением пространственной ориентации глинистых частиц и агрегатов, изменением пористости, перераспределением влажности (устойчивая деформация). Затем происходит потеря устойчивости, связанная с отбором уже имеющихся в материале наиболее слабых направлений, неустойчивых к сдвигу. Изначально такие направления обусловлены расположением плоскостей некоторой части глинистых частиц субпараллельно направлениям действия касательных напряжений, а впоследствии, при развитии деформации, в плоскостях сдвига осуществляется переориентация большинства глинистых частиц и агрегатов вдоль этих плоскостей. Такая перестройка текстур, с одной стороны, ведет к структурному уплотнению материала в зонах сдвига, а с другой — облегчает перемещения блоков один относительно другого. Сведения о текстурных перестройках глинистых пород, связанных с их деформированием, можно найти в работах по инженерной геологии (Бондарик, Царева, Пономарев, 1975).

Эксперименты при активном приложении растягивающих напряжений проводились нами на образцах из влажной глины и смеси песка с солидолом. Образцы помещались на лист резины, которая медленно растягивалась в направлении, параллельном одной из сторон образца. Таким образом достигалось рассредоточенное растяжение на его подошве.

В первой серии экспериментов на образцах из глины результаты практически не отличались от результатов, полученных при испытаниях таких же образцов на сжатие. Единственное различие заключалось лишь в некотором отличии ориентировок «трещин скалывания».

В следующих сериях экспериментов на свободную поверхность образцов из глины до их деформирования наносилась тонкая пленка воды или глицерина, являющихся для глины поверхностно-активными жидкостями. Смачивание поверхности образцов производилось с целью охрупчивания материала. Образцы из песка деформировались без смачивания.

Уже при незначительных размерах деформации образцов на их поверхности возникали системы мелких трещин отрыва (рис. 7.14*а*, *б*). Следует особо подчеркнуть, что возникающие трещины располагались четко упорядоченно, кулисно подставляя одна другую и формируя два типа зон: диагональные по отношению к оси растяжения зоны эшелонированных трещин и зоны, которые мы назвали зонами типа «коленвал» (рис. 7.14*в*). В зонах второго типа кулисно подставляющие одна другую отдельные трещины по простиранию смещаются то в одну, то в другую сторону. В результате формируется зона, ориентированная нормально к оси растяжения. В деформированных образцах на отдельных участках можно отчетливо наблюдать те и другие типы зон в «чистом виде», но в большинстве случаев отмечаются их комбинации. В результате формирования таких зон весь образец оказывается разбитым на блоки в виде комбинации полос и ромбов, причем в образцах из глины ромбы узкие и вытянутые в направлении, нормальном к оси растяжения, а в образцах из песка они более широкие и короткие. Очевидно, это связано с ориентировкой диагональных зон трещин.

Проведенные эксперименты продемонстрировали закономерность трещинообразования в деформируемых образцах, заключающуюся в образовании двух типов зон трещин. Из выявленной закономерности вытекает важное следствие: формирующиеся зоны трещин типа «коленвал» являются потенциальными раздвигами, а диагональные зоны эшелонированных трещин отрыва — потенциальными сдвигами (понятие «сдвиг» в данном случае имеет чисто механический смысл). Формирование диагональных зон трещин отрыва является механизмом разупрочнения, вызывающим впоследствии локализацию сдвиговой деформации. В отличие от модели, представленной на рис. 7.13, в данном случае локализация сдвиговой деформации подготавливается путем формирования только систем отрывов, без микросдвигов.

Следует отметить, что системы эшелонированных трещин отрыва разных размеров весьма часто наблюдаются в природных объектах, однако в подавляющем

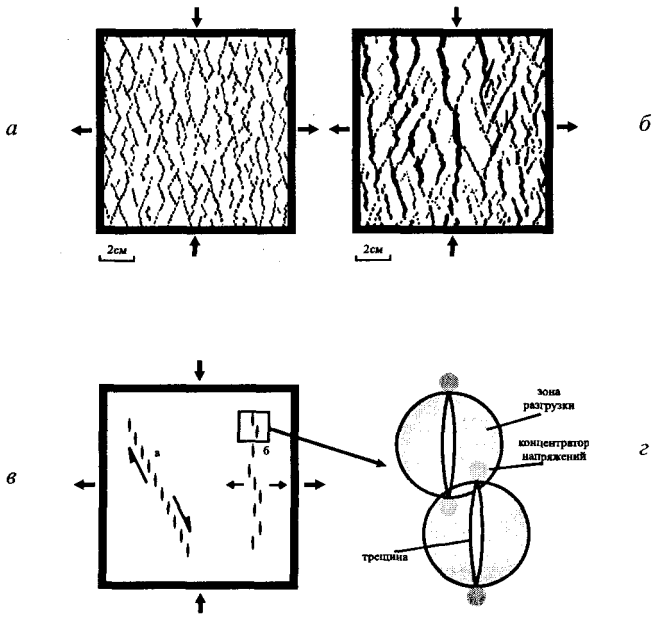


Рис. 7.14. Трещинные структуры, полученные при растяжении образцов из глины (*а*) и смеси песка с солидолом (*б*). Рисунки по фотографиям; *в* — зоны трещин отрыва типа «эшелон» (а) и «коленвал» (б); *г* — схема, поясняющая кулисное расположение трещин в системах

большинстве случаев их формирование связывается со сдвигом, т. е. предполагается, что эти системы трещин являются вторичными по отношению к сдвигу. Представления о природе систем эшелонированных отрывов ведут историю от известных экспериментов В. Риделя, повторенных впоследствии многими исследователями. Однако результаты наших экспериментов позволяют усомниться в однозначности таких представлений. Эксперименты показали, что системы эшелонированных отрывов могут формироваться как при сдвиговом приложении нагрузок, так и в условиях сжатия-растяжения. В первом случае они являются порождением сдвига, во втором — причиной локализованных сдвиговых смещений.

Очевидно, что закономерное упорядоченное расположение отдельных отрывов в формирующихся трещинных системах не является случайным. Известно, что в условиях сжатия-растяжения вокруг формирующихся трещин отрыва происходит перераспределение напряжений. Участки материала, примыкающие к берегам трещин, оказываются недогруженными, а вблизи вершин трещин образуются концентраторы — резко перегруженные участки материала. В этой связи кулисное расположение трещин оказывается наиболее энергетически выгодным, так как в этом случае концентраторы накладываются на недогруженные участки (рис. 7.14*г*). В результате уровень напряжений в концентраторах снижается, т. е. снижается запас упругой энергии системы.

7.6. МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ НАИБОЛЕЕ ШИРОКО РАСПРОСТРАНЕННЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ РАЗНОМАСШТАБНЫХ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ

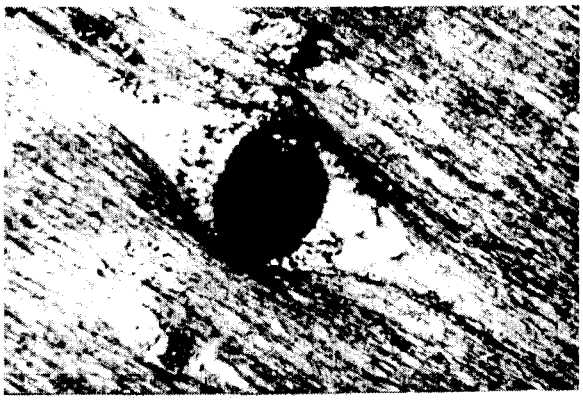
При наблюдениях пород под микроскопом на фоне зерновых структур часто можно видеть неоднородности двух типов, размеры которых превышают размеры зерен пород. К ним относятся изометричные включения типа крупных зерен рудных минералов и различных минеральных агрегатов, а также пластообразные тела типа минеральных жил. В кливажированных породах вблизи этих неоднородностей отмечаются различные деформационные петроструктуры, парагенетически связанные с кливажем. Такие петроструктуры сами по себе не представляют особого интереса с точки зрения структурного анализа, однако они несут определенную информацию, способствующую лучшему пониманию развития деформационного процесса в структурно неоднородных средах.

7.6.1. Кливажные парагенезы

В объемах пород, лишенных неоднородностей, зоны кливажа располагаются субпараллельно одна другой через равные интервалы, определяемые размером обломочных зерен (в межзерновом кливаже) или шириной микроплоек (в кливаже плойчатости). Такое распределение кливажных зон в породах будем считать нормальным. Однако вблизи относительно крупных изометричных включений наблюдается отклонение зон кливажа от нормального распределения.

На рис. 7.15 приведена микрофотография шлифа песчаника, содержащего крупное изометричное включение агрегата рудного минерала. Кливажные зоны, развитые в песчанике, огибают включение, при этом на контактах включения с породой, параллельных зонам кливажа, наблюдается слияние множества кливажных зон в две мощные зоны (кливажные швы), которые, отходя от включения по простиранию, постепенно расщепляются на отдельные зоны. На контактах включения с породой, нормальных к ориентировке кливажа, отчетливо видны «тени давления», состоящие из кварца и мелких зерен рудного вещества, так называемые «бороды нарастания». Нередко в «тенях давления» такого рода включений отмечаются агрегаты кварца или кальцита с волокнистым габитусом кристаллов: «волокнистые» агрегаты. «Волокнистость» в таких агрегатах ориентирована параллельно ориентировке кливажа. В приведенной морфологической ситуации весьма отчетливо проявлена генетическая сторона, так как в этом случае кливажные зоны могут рассматриваться в качестве маркеров деформации, а тесная связь описанной структуры с кливажем говорит об общности их генезиса.

На рис. 7.16 изображена схема, поясняющая поведение зон кливажа вблизи жесткого включения. На этой схеме деформация породы в сечениях 1–1 и 2–2 различна. В сечении 1–1 деформация осуществляется по схеме, описанной выше при рассмотрении генезиса межзернового кливажа. В результате



1 мм

Рис. 7.15. Отклонение от нормального распределения кливажа вблизи жесткого включения

такой деформации все сечение заполняется нормально распределенной плоскостной текстурой, характеризующейся равными интервалами между соседними кливажными зонами. В сечении 2–2, испытывающем суммарное линейное сокращение, аналогичное сечению 1–1, из деформации выпадает линейный размер недеформированного включения. Поэтому деформация породы в этом сечении протекает более сконцентрированно, причем концентрация деформации происходит на участках, непосредственно прилегающих к включению. На этих участках отмечается полное растворение множества микролитонов и объединение множества кливажных зон в один мощный шов. Этот шов при удалении от сечения 2–2 к сечению 1–1 постепенно расщепляется на отдельные кливажные зоны вплоть до нормального их распределения. Растворяющийся при формировании кливажного шва материал микролитонов переотлагается в «тенях давления» включения, образуя различного рода «бороды нарастания», которые всегда обогащены растворимыми компонентами пород. Нетрудно заметить, что по механизму образования кливажные швы и «бороды нарастания» вблизи крупных изометричных неоднородностей, содержащихся в породах, полностью аналогичны механизму образования межзернового кливажа. Более того, соотношение этих структур с кливажем не оставляет сомнений в их парагенетическом единстве.

При прогрессирующем развитии деформации жесткие включения могут сами начать дробиться и растаскиваться в направлении простирания кливажных зон. При этом растащенные обломки цементируются веществом, растворяющимся при формировании кливажа. Так, на рис. 7.17 приведены фотографии раздробленных и растащенных крупных зерен пирита, заключенных в интенсивно кливажированном алевролите. Растащенные обломки пирита сцементированы агрегатами «волокнистого» кварца с волокнистостью, параллельной ориентировке кливажных зон.

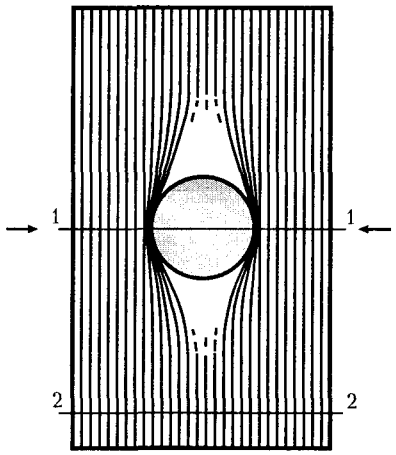


Рис. 7.16. Схема деформации объема, содержащего жесткое изометричное включение округлой формы

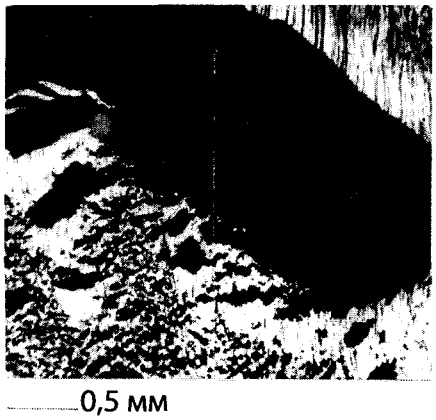


Рис. 7.17. Дробление и растаскивание крупных зерен пирита. В «тенях давления» и между обломками — агрегаты «волокнистого» кварца

Иногда «дробление» и растаскивание некоторых типов включений может начинаться одновременно с началом формирования кливажа. Так, в недеформированных породах типа алевролитов в виде включений весьма часто отмечаются крупные агрегаты, состоящие из мелких округлых зерен рудного минерала. В деформированных породах такие агрегаты образуют линзы, ориентированные в соответствии с ориентировкой кливажных зон, а растащенные внутри линз отдельные зерна рудных минералов цементируются «волокнистыми» агрегатами кварца с волокнистостью, параллельной ориентировке зон кливажа (рис. 7.18). Если в породах содержится значительное количество такого рода включений, формирующиеся при деформации линзы образуют своеобразную полосчатую текстуру, параллельную ориентировке кливажных зон.

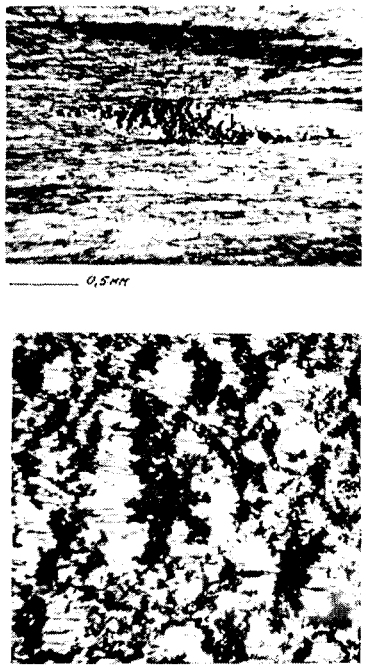


Рис. 7.18. Вытянутая параллельно ориентировке кливажа линза (*а*), состоящая из «волокнистого» кварца, цементирующего растащенные обломки пирита (*б*)

Большое разнообразие деформационных петроструктур, парагенетически связанных с кливажем, отмечается вблизи различных пластообразных тел типа додеформационных или синдеформационных минеральных жил, нередко отмечаемых в породах. Если такие тела ориентированы субпараллельно ориентировке сжатия, они коробятся или сминаются в мелкие складки, а во вмещающих породах вблизи них наблюдается резко неоднородное распределение кливажа.

В случае коробления жилы, как правило, образуют ряд ступенчатых изломов типа флексур (рис. 7.19). Рассмотрим деформацию пород вблизи такой жилы и на некотором удалении от нее (рис. 7.20). По линии 1–1, проходящей вблизи жилы, деформация породы крайне неоднородна. Здесь она концентрируется на участках, располагающихся над или под смыкающими крыльями флексур, где наблюдается сгущение зон кливажа вплоть до слияния многих кливажных зон в одну. На участках, где жила остается субпараллельной направлению сжатия, она сдерживает деформацию породы. На этих участках порода остается практически недеформированной, образуя «тени давления». По мере удаления от линии 1–1 к линии 2–2 наблюдается постепенное расщепление мощного кливажного шва, вначале на ряд близко расположенных кливажных зон, а затем, в сечении 2–2, к нормально распределенному кливажу. В этом сечении деформация становится равномерной, определяемой зерновой структурой породы.

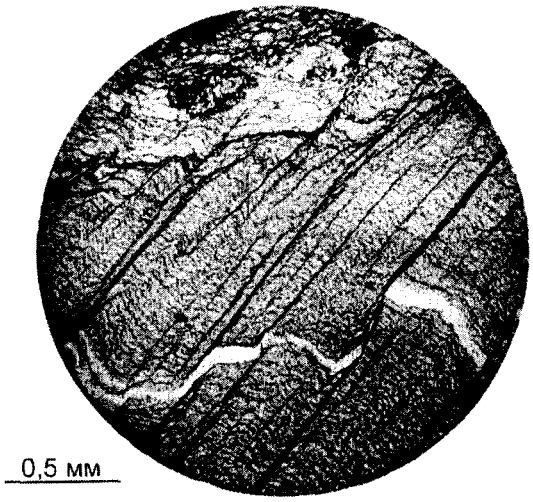


Рис. 7.19. Неравномерное распределение кливажа вблизи деформированной минеральной жилы

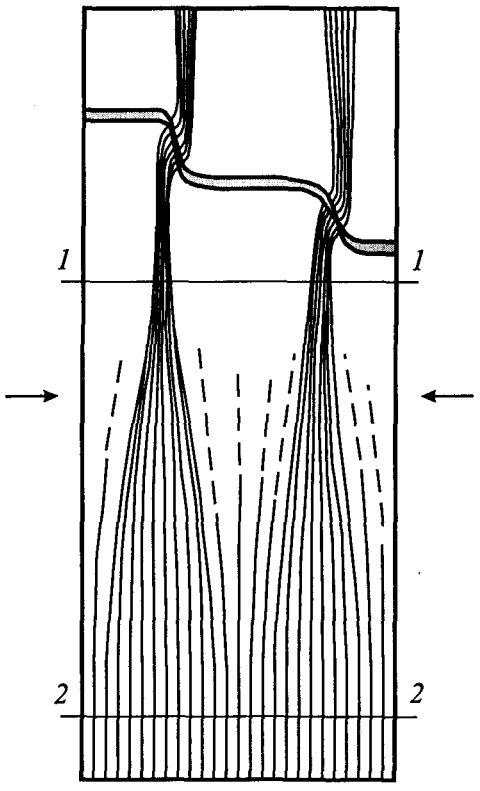


Рис. 7.20. Схема распределения кливажа, образующегося вблизи жилы, испытывающей коробление

Если деформация заходит далеко, то вначале смыкающие крылья флексур становятся субперпендикулярными оси сжатия, а затем они будинируются и растворяются. При полном растворении этих участков жила распадается на ряд изолированных включений, а на месте растворенных крыльев образуются мощные кливажные швы.

В случае смятия жилы в мелкие складки (рис. 7.21) деформация вмещающей породы вблизи жилы несколько отличается от предыдущего случая. На участках породы, располагающихся над антиклиналями и под синклиналями, отмечаются «тени давления», а на участках под антиклиналями и над синклиналями — сближение кливажных зон. Наиболее интенсивно порода оказывается деформированной в зонах крыльев, при этом чем круче наклонено крыло, тем интенсивней деформация породы, тем меньше интервалы между соседними зонами кливажа. В шлифах часто можно наблюдать, что при смятии жил в складки одни из крыльев оказываются наклоненными круче других. Нередко такие крылья сами растворяются вплоть до полного уничтожения, а на их месте формируются кливажные швы. Как и в случае с флексурами, жила распадается на ряд изолированных «крючкообразных» включений (рис. 7.22).

1 мм

Рис. 7.21. Распределение кливажа вблизи жилы, смятой в мелкие складки

2 мм

Рис. 7.22. Изолированные «обрывки» жил, образовавшиеся при полном растворении одного из крыльев складок, на месте которого видны кливажные швы

7.6.2. Кливажно-складчатые парагенезы

В складчатых зонах и поясах складки продольного изгиба часто ассоциируют с кливажем, закономерно ориентированным по отношению к элементам последних. Наиболее распространенными типами соотношений кливажа со складками являются следующие:

1) «параллельный» кливаж (по А. Е. Михайлову), или «главный» (по В. В. Белоусову), характеризуется параллельным расположением кливажных зон в пределах складок. Такой кливаж практически всегда субпараллелен осевым поверхностям складок, и поэтому его часто называют «кливажем осевой плоскости»;

2) «веерообразный» кливаж подразделяется на «прямой веерообразный» и «обратный веерообразный». Эта разновидность характеризуется веерообразным расположением кливажных зон по отношению к осевым поверхностям складок. У прямого веерообразного кливажа веер раскрывается кверху в антиклиналях и книзу в синклиналях. У обратного — наоборот. Нередко в различных слоях одних и тех же складок наблюдаются разные типы вееров кливажа, и тогда на крыльях складок, на границах различных слоев, кливажные зоны, переходя из одного слоя в другой, преломляются.

Описанные соотношения между зонами кливажа и элементами складок наблюдаются в складках разных размеров — от микроскопических, изучаемых в шлифах, до макроскопических, исследуемых в обнажениях.

Весьма часто отмечаемая в природе тесная связь кливажа со складками побудила многих исследователей рассматривать кливаж в качестве структурного элемента, сопровождающего складчатую деформацию и генетически неразрывно связанного с ней. В этой связи положение кливажных зон в складках часто используется для анализа механизмов складчатой деформации. Так, широко распространено мнение, что наличие в складчатых комплексах кливажа осевой плоскости указывает на преимущественно скалывающий механизм формирования складок. Такие складки даже получили соответствующие генетические или кинематические определения: «складки скалывания», «кливажные складки», «складки ламинарного течения». Наличие в складках разных типов веерообразного кливажа также связывается с механизмом формирования складок: с различным распределением скалывающих напряжений в разных слоях развивающихся складок.

Между тем в природе известно множество складок продольного изгиба, в которых кливаж отсутствует. С другой стороны, описаны случаи развития кливажа, не сопровождающегося синхронным складкообразованием (Предовский, 1971). Наконец, в настоящее время достоверно установлено, что формирование кливажей разных морфологических типов никак не связано с механизмом скалывания. Для выявления генетического аспекта взаимосвязи кливажа со складками в соответствии с приведенной выше моделью необходим анализ деформации геологической среды с учетом неоднородностей ее строения на зерновом уровне и на уровне слоев.

Предположим, что объем геологической среды, состоящей из минеральных зерен, объединенных в слои, сжимается в направлении, параллельном слоистости. В соответствии с приведенными выше экспериментальными данными потеря устойчивости такой системы может произойти при определенном контрасте эффективных вязкостей материала чередующихся слоев, значение которого близко к трем порядкам. Эта цифра подтверждается натурными наблюдениями. Так, в работе (Спенсер, 1981) приведена диаграмма зависимости длины волны (λ_0) природных складок различных размеров от мощности (h) наиболее жестких слоев (рис. 7.23). В результате проведенных измерений полученное среднее отношение λ_0/h составляет величину ≈ 27. Если подставить это измеренное значение в приведенную выше формулу Био, контраст вязкостей слоев, достаточный для потери устойчивости, составит величину $\approx 5 \times 10^2$.

Такой контраст вязкостей может изначально существовать в природе, и тогда слои теряют устойчивость и сминаются в складки без их предварительного укорочения, т. е. деформация начинается сразу с уровня слоев, минуя уровень зерен (рис.7.24, 1*б*). Аналогичная ситуация возникает и в расслоенных объемах, если между чередующимися слоями изначально существуют поверхности облегченного скольжения.

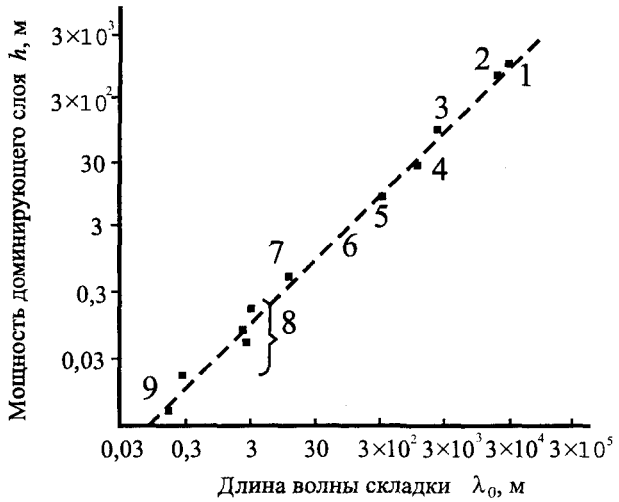


Рис. 7.23. Диаграмма в логарифмической шкале зависимости длины волны складок от мощности доминирующего слоя, составленная по полевым наблюдениям. 1 — серия Медина, Западная Вирджиния; 2 — формация Паллизер, Альберта; 3 — формация Кардиум; 4 — формация Чимунг, Западная Вирджиния; 5 — формация Уайт Медина, Западная Вирджиния; 6 — $\lambda_0/h \approx 27$; 7 — нижнедевонская толща, Нью-Йорк; 8 — компетентные слои формации Чимунг Портедж, Западная Вирджиния; 9 — небольшая складка в глинистых сланцах (Спенсер, 1981)

При потере слоями устойчивости на начальных стадиях их изгибание осуществляется довольно легко, но по мере нарастания деформации крылья складок становятся все более крутыми по отношению к действующей силе, следовательно, проскальзывание слоев на крыльях все более затрудняется (возрастает сила трения).

При определенном значении угла формирующихся складок трение возрастает настолько, что проскальзывание слоев друг относительно друга становится невозможным. Стадия изгиба сменяется стадией общего сплющивания. Если изгибающиеся слои сложены породами, изначальная зерновая структура которых благоприятна для формирования кливажа, на стадии общего сплющивания в породах формируется кливаж, причем кливажные зоны во всех слоях располагаются параллельно одна другой и параллельно осевым поверхностям складок. Таким образом формируются складки с кливажем осевой плоскости (рис. 7.24, 1*в*). На стадии общего сплющивания породы реализуют неиспользованные ранее деформационные возможности структур уровня зерен. В этом случае деформация с уровня слоев переходит на более низкий структурный уровень — уровень зерен. Относительно такого типа кливажа М. А. Гончаров замечает: «Благодаря единообразной ориентировке он (параллельный кливаж. — *Примеч. авт.*) создает впечатление явления, наложенного на складчатость» (Гончаров, 1970, с. 85). Ничего удивительного в этом нет, так как он действительно наложен на складки. В этой связи складки с кливажем

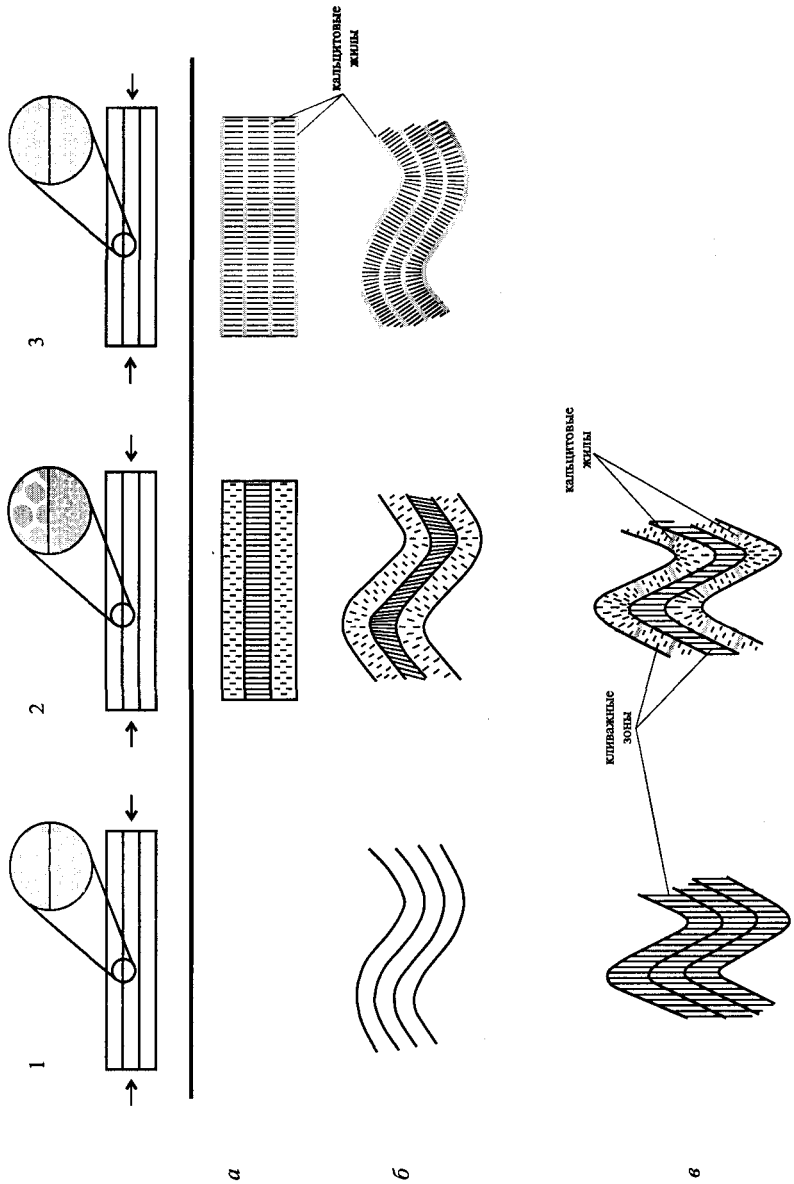


Рис. 7.24. Схема формирования парагенезов «кливаж – складки» в различно построенных объемах земной коры: 1 — в расслоенных, 2 — в слоистых объемах, 3 — в объемах смешанного типа (с элементами слоистости и расслоенности). а, б, в — стадии складкообразования (*а* — стадия продольного укорочения, *б* — стадия изгиба, *в* — стадия общего сплющивания)

осевой плоскости вряд ли целесообразно называть «складками скалывания» или «складками ламинарного течения», так как ни к тому ни к другому процессу они не имеют отношения. Тот факт, что кливаж осевой плоскости действительно наложен на складки, подтверждается натурными наблюдениями. Ранее уже отмечалось, что в парагенезе с кливажем часто наблюдаются «волокнистые» жилы кварца или кальцита, ориентированные субнормально к ориентировке кливажных зон. В складках с кливажем осевой плоскости такие жилы часто секут слоистость, т. е., как и зоны кливажа, они являются наложенными на складки.

Теперь рассмотрим случай деформации слоистого объема, в котором слои до изгиба испытывают продольное укорочение. Очевидно, что контраст вязкостей материала слоев в такой системе ниже необходимого для потери устойчивости. Но тогда возникает вопрос: почему после некоторого продольного укорочения слои все же теряют устойчивость и начинают изгибаться? Отвечая на этот вопрос, логично предположить, что в результате деформации продольного укорочения слоев достигаются условия, необходимые для начала их изгиба. В слоистых объемах таким условием является достаточный для потери устойчивости контраст вязкостей слоев. Какие же процессы могут вести к увеличению контраста вязкостей слоев при их продольном укорочении?

Один из возможных вариантов таких процессов рассмотрен в работе (Лебедева, 1976), в которой приведены результаты физических экспериментов, проведенных автором под руководством Н. Б. Лебедевой. Ниже дается краткое описание этих результатов.

Образцы, подвергавшиеся испытанию, составлялись из слоев, которые, в свою очередь, состояли из зерен разной вязкости. В качестве модельного материала использовалась смесь канифоли с машинным маслом в разных пропорциях. Зерна разной вязкости в слоях были различно окрашенными. Слоистость в образцах до деформации выглядела так, как это показано на рис. 7.25*а*. Составленные таким образом образцы подвергались продольному сжатию. Очевидно, что на ранней стадии деформирования вязкость слоев определялась вязкостью наиболее маловязких зерен, которые в процессе деформации расплющивались, формируя кливажеподобную текстуру. Контраст вязкостей материала слоев на этой стадии составлял один порядок, поэтому слои укорачивались и утолщались без изгиба. По мере нарастания деформации и все большего расплющивания маловязких зерен в непосредственное соприкосновение приходили более вязкие зерна. Теперь уже вязкость слоев определялась вязкостью этих структурных элементов, и контраст вязкостей возрастал до трех порядков (рис. 7.25*б*). Слои с заключенной внутри них кливажеподобной текстурой начинали изгибаться, формируя складки (рис. 7.25*в*).

Из проведенного эксперимента вытекают важные следствия, которые необходимо учитывать при анализе природных ситуаций. Во-первых, очевидно, что на стадии продольного укорочения слоев деформация осуществляется

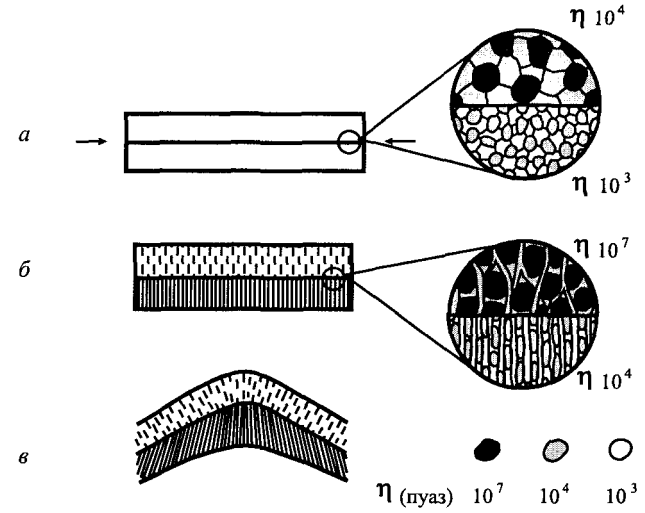


Рис. 7.25. Схематическая зарисовка эксперимента, моделирующего развитие складок с кливажем: *а* — начальный вид образца; *б*, *в* — стадии складкообразования (*б* — стадия продольного укорочения, *в* — стадия изгиба)

на уровне зерен. Во-вторых, и это главное, в результате такой деформации происходит упрочнение пород в направлении действующей силы. Однако разные породы, составляющие разные слои, упрочняются по разному (одни — быстрее, другие — значительно медленней), что и ведет к возрастанию контраста их деформационных свойств (контраста вязкостей), способствующему потере устойчивости.

В реальной природной ситуации упрочнению пород способствует развитие в них кливажных текстур. Рассмотрим конкретный пример деформации слоистой толщи, состоящей из чередования слоев песчаников и алевролитов (в объемах геологической среды подобного строения весьма часто отмечается межзерновой кливаж). Деформация такой толщи, в зависимости от деталей строения разреза, может протекать различно.

Если в таком разрезе контраст деформационных свойств пород недостаточен для потери устойчивости слоев, они начинают деформироваться механизмом продольного укорочения, т. е. деформация идет на уровне зерен, при этом в породах формируется межзерновой кливаж (рис. 7.24, 2*а*). Возникновение кливажа означает, что точечные контакты зерен на границах, ориентированных нормально к оси сжатия, постепенно заменяются плоскостными с постоянно увеличивающейся площадью. При увеличении площади контактов процесс растворения замедляется, т. е. увеличивается период релаксации напряжений или, что то же самое, возрастает эффективная вязкость (напомним, что в релаксационной модели $\eta = G\vartheta$).

Важно отметить, что замена точечных контактов зерен на плоскостные — это не единовременный акт мгновенной структурной перестройки, а медленный

процесс самоорганизации, контролируемый приращением площади каждого из индивидуальных контактов. При увеличении в результате деформации площади какого-то одного из контактов напряжения на нем снижаются, и деформация переходит на другие контакты с меньшей площадью, так как на них сконцентрированы большие напряжения. Таким образом, происходит своеобразное эстафетное распределение деформации по множеству концентраторов, имеющихся в системе, что ведет к синхронизации деформационного процесса, связанного с уровнем зерен. Физический смысл такого рода синхронизации заключается в самосогласованной релаксации большинства концентраторов зернового уровня. В результате снижается уровень напряжений в системе, т. е. снижается запас упругой энергии. Морфологически синхронизация релаксационных процессов выражается в формировании новообразованной плоскостной текстуры, постепенно заполняющей весь объем геологической среды, в котором эти процессы развиваются.

При деформации слоистой толщи кливаж формируется как в песчаниках, так и в алевролитах, но в зависимости от размера обломочных зерен скорость его развития различна. В мелкообломочных породах он формируется значительно быстрее, при меньших деформациях, чем в крупнообломочных. Кливажные зоны в алевролитах находятся на меньшем расстоянии друг от друга, они более ровные и более протяженные. Быстрое формирование более совершенной текстуры в алевролитах ведет к быстрому их упрочнению, структурному уплотнению в направлении действия нагрузки, в то время как в песчаниках такое упрочнение идет медленнее. В результате при некотором продольном сокращении слоистой толщи в ней возникает структурная и механическая анизотропия, причем степень ее гораздо сильнее проявлена в слоях алевролитов. Механические свойства в этих слоях теперь резко различны в продольном и поперечном направлениях, а в слоях песчаников эти различия не столь существенны. Такая дифференциация в структурных преобразованиях материала слоев ведет к возрастанию контраста их деформационных свойств (контраста вязкостей) и в конечном счете к потере устойчивости. При потере устойчивости стадия продольного укорочения слоев сменяется стадией изгиба. Начинается формирование складок, подготовленное деформационной предысторией.

На стадии изгиба деформация с уровня зерен переходит на более высокие структурные уровни, однако такой переход в различных слоях осуществляется по-разному. Собственно изгибу подвергаются лишь относительно более жесткие слои, а менее жесткие деформируются пассивно, подстраиваясь к изгибу жестких. Именно для такого протекания деформации был необходим контраст вязкостей в три порядка. Он создавался для того, чтобы изгибающиеся слои испытывали меньшее сопротивление вмещающей среды.

Вернемся к рассмотренному выше эксперименту Н. Б. Лебедевой. При достижении слоями контраста вязкостей в три порядка более вязкие слои

начинали изгибаться, при этом заключенная внутри них текстура пассивно разворачивалась в прямой веер. Менее вязкие слои, подчиняясь изгибу более вязких, также изгибались, но в этих слоях в процессе развития складок отчетливо прослеживалась возрастающая тенденция отжимания материала с крыльев в замки, при этом текстура внутри слоев образовывала обратный веер. В результате сформировались складки с веерообразным типом кливажеподобной текстуры, преломляющейся на границах слоев (рис. 7.25*в*).

В природных условиях перестройка кливажа в слоях при изгибе происходит аналогичным образом, но имеются некоторые особенности, на которые следует обратить внимание. Выше уже отмечалось, что при формировании кливажа на стадии продольного укорочения материал слоев приобретает структурную и механическую анизотропию, которая гораздо более сильно выражена в слоях алевролитов. В этих слоях механические свойства вдоль и поперек слоистости становятся резко различными. По существу, такие слои напоминают колоду карт. Раздавить такую колоду в направлении, нормальном к плоскостям карт, практически невозможно, но зато очень легко сдвинуть в направлении, параллельном последним. Со слоями песчаника дело обстоит иначе. Они достаточно сильно упрочнены в направлении слоистости, но отсутствие совершенных плоскостей анизотропии, пересекающих весь слой, делает их устойчивыми к сдвигу. Таким образом, при выведении слоистой толщи из равновесия гораздо более жесткими являются слои алевролитов, но при начавшемся изгибе картина резко изменяется. Теперь уже слои алевролитов становятся гораздо более податливыми, так как в этих слоях на хорошо развитых поверхностях анизотропии появляются касательные напряжения и их деформация осуществляется путем скольжения микролитонов по поверхностям кливажа. При таком механизме деформации эти слои практически не оказывают сопротивления изгибу слоев песчаников. При изгибе в слоях песчаников формируется прямой веер кливажа, а в зажатых между слоями песчаников слоях алевролитов — обратный (рис. 7.24, 2*б*). Подобное расположение кливажных зон в слоях алевролитов объясняется тем, что в ядрах антиклинальных складок кровля слоев алевролитов, контактирующая с подошвой изгибающихся слоев песчаников, находится в условиях сжатия, а подошва слоев алевролитов, контактирующая с кровлей слоев песчаников, — в условиях растяжения (в ядрах синклиналей картина прямо противоположная). В результате описанной деформации формируются складки с веерообразным типом расположения кливажных зон, резко преломляющихся на крыльях при переходе из слоя в слой.

По мере нарастания складчатой деформации (уменьшения угла складок) усиливается трение на границах слоев и стадия изгиба постепенно сменяется стадией общего сплющивания. На возрастающее трение на границах слоев при развитии складок указывает часто отмечаемая *S*-образность кливажных зон в слоях алевролитов. В этой связи некоторые исследователи даже выделяют особый, *S*-образный тип кливажа.

На стадии общего сплющивания кливаж в слоях алевролитов постепенно переходит в кливаж осевой плоскости, а значительно повернутые кливажные зоны на крыльях складок в песчаниках могут быть использованы для будинирования этих слоев, формирования в них трещин отрыва (рис. 7.24, 2*в*). Такие трещины, заполненные кварцем или кальцитом, часто отмечаются в природе. Заполнение их легко растворимыми компонентами пород говорит о том, что процессы растворения-переотложения растворенного вещества играют значительную роль и при деформациях на уровне слоев.

Помимо рассмотренных выше двух типов соотношения кливажа со складками в природе нередко встречается еще один тип — прямой веерообразный кливаж, развитый во всех слоях, смятых в складки. Такой тип кливажа присутствует в некоторых классификациях (Ситтер, 1960).

Парагенез складок с прямым веерообразным кливажем, развитым во всех слоях, детально изучался нами во флишевом разрезе среднекаменноугольного возраста по реке Киргиз-Ата (Южный Тянь-Шань).

В строении разреза принимают участие слои средне- и мелкообломочных песчаников, алевролитов, реже аргиллитов, мощностью от 0,5 до 15–20 см, объединенные в ритмы мощностью 0,5–0,8 м. Все обломочные породы с карбонатным цементом. Внутри ритмов часто отмечаются элементы градационной и косой слоистости. Резких границ между слоями в ритмах не отмечается, зато сами ритмы выделяются очень четко, так как их границы просекаются линзовидными жилами кальцита мощностью до 1–2, реже 3 см, которые имеют волокнистое строение. Ритмы смяты в складки размером 30–40 м. Кальцитовые жилы, просекающие границы ритмов, отмечаются как на крыльях, так и в замках складок. На крыльях складок, на поверхностях кальцитовых жил всегда присутствуют зеркала скольжения со штриховкой, ориентированной по падению слоев (нормально к шарнирам складок). Иногда на крыльях складок отмечаются перпендикулярные слоистости кварцевые жилы. Эти жилы по границам ритмов разорваны и смещены. Вся толща рассечена интенсивно проявленным кливажем, причем во всей толще кливаж ориентирован единообразно, образуя прямой веер.

При морфологическом исследовании складок возник естественный вопрос, от решения которого зависела как интерпретация механизма образования собственно складок, так и представления о формировании всего парагенеза в целом. Необходимо было ответить, когда и как сформировались кальцитовые жилы, просекающие границы ритмов? Не могли же они образоваться в процессе накопления толщи. Следовательно, они оформились позже. Тот факт, что жилы просекают границы ритмов как на крыльях, так и в замках складок, а также то, что на их поверхностях отмечаются зеркала скольжения со штриховкой, ориентированной перпендикулярно шарнирам, позволяет предполагать, что они образовались до изгиба. Их формирование представляется следующим образом.

До деформации разрез был построен так, что наиболее резкие границы раздела приходились на границы ритмов, так как на этих границах в непосредственном соприкосновении находились наиболее контрастные по зерновой структуре слои. Эти границы изначально были наиболее ослабленными, но не настолько, чтобы по ним могло легко осуществляться скольжение. Поэтому на ранних стадиях деформации вся толща расплющивалась, т. е. испытывала продольное укорочение, при котором в породах формировался кливаж. В то же время в результате укорочения толщи на границах ритмов, как на наиболее ослабленных границах системы, происходило преоткрывание серии трещин, просекающих границы. В эти трещины переотлагался материал, растворяющийся при формировании кливажа (рис. 7.24, 3*а*), образуя кальцитовые жилы с волокнистым габитусом кристаллов. Такой процесс одновременно приводил к упрочнению слоев в направлении действующей нагрузки и ослаблению связей на границах ритмов, т. е. к усилению расслоенности. При некотором образовавшемся таким образом соотношении прочности слоев в направлении сжатия и сил сцепления на границах ритмов слои вышли из равновесия и начали изгибаться, причем все ритмы с заключенным внутри них кливажем деформировались механизмом изгиба со скольжением по поверхностям кальцитовых жил. На скольжение указывают зеркала и разорванные и смещенные доскладчатые кварцевые жилы. При изгибе каждого из ритмов кливаж внутри них разворачивался в прямой веер, образуя наблюдаемый структурный парагенез (рис. 7.24*б*).

Проведенный анализ формирования парагенезов «кливаж — складки продольного изгиба» позволяет говорить о единстве механической обстановки их образования. Рассмотренные типы парагенезов являются результатом сжатия, продольного по отношению к слоистости, а различия в их морфологии объясняются особенностями деформационного процесса, определяемыми характером строения деформируемых объемов на разных уровнях их структурной организации.

При образовании рассмотренных парагенезов разных типов отмечаются определенные закономерности. К таким закономерностям следует прежде всего отнести разновременность, стадийность в формировании кливажа и складок, обусловленную различными деформационными механизмами, проявляющимися на разных структурных уровнях. Кливаж формируется при деформации сжатия, при этом за его образование ответственен уровень зерен. Основным механизмом складчатой деформации является изгиб слоев, включающих большие ансамбли зерен. Изгиб — это сложная деформация, при которой разные части слоев находятся в разных условиях нагружения. Тем не менее в складчатых толщах, содержащих кливаж, эта текстура распространена повсеместно, в разных частях складок. *В этой связи представляется нелогичным рассматривать кливаж как неотъемлемый элемент складчатой деформации.* В подавляющем большинстве случаев кливаж в слоях образуется либо до их изгиба, на стадии продольного укорочения, и тогда он является

главным фактором, «подготавливающим» складчатую деформацию, либо после изгиба, на стадии общего сплющивания, и тогда он накладывается на уже сформированные складки. Лишь в отдельных редких случаях отмечается формирование кливажа на стадии изгиба, но тогда он наблюдается только в ядрах складок, в тех частях слоев, которые при изгибе находятся в условиях сжатия.

При развитии кливажно-складчатых парагенезов релаксационные возможности системы, связанные со структурами уровня зерен и слоев, постепенно исчерпываются и деформация переходит на новый структурный уровень — уровень блоков. Возникновение в системе уровня блоков предваряется формированием тектонических разрывов, являющихся границами блоков. Причина формирования разрывов в данном случае связана с тем, что предшествующая разрывообразованию складчатая деформация подготовила условия для «срывов» по границам слоев на крыльях складок, повернутых под углом к ориентировке внешней силы. Эти заранее подготовленные направления структурной и механической анизотропии используются в дальнейшем при образовании разрывных нарушений надвигового типа. Вследствие образования разрывов в системе появляется новый структурный уровень, способный эффективно релаксировать напряжения. Принципиальная схема образования парагенеза *кливаж — складки продольного изгиба — чешуйчатые надвиги* показана на рис. 7.26.

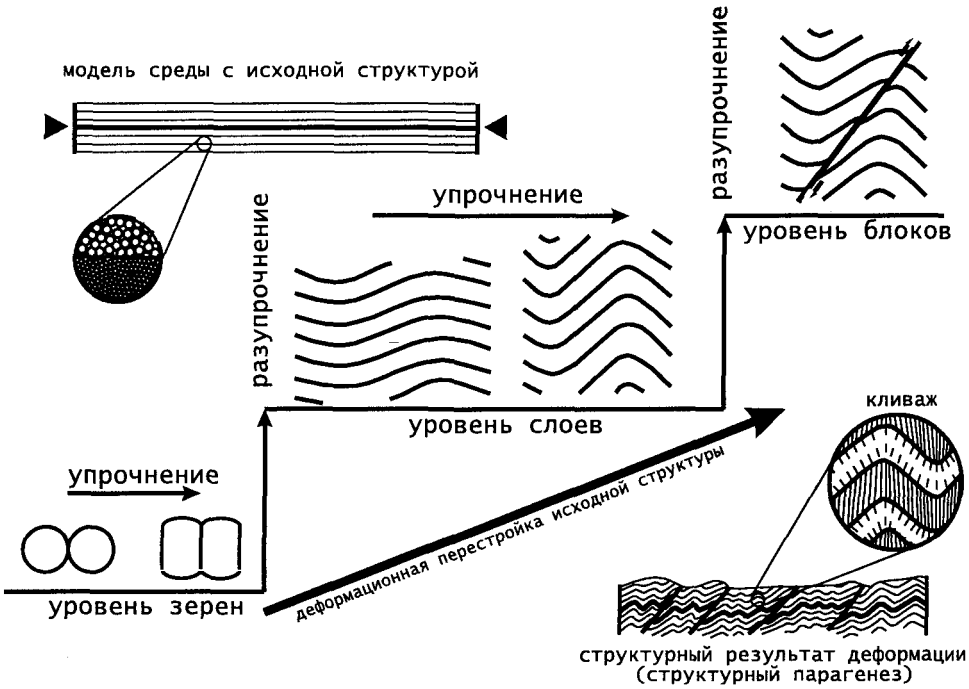


Рис. 7.26. Принципиальная схема формирования парагенеза «кливаж — складки — чешуйчатые надвиги» в иерархически построенной геологической среде

Рассмотренный пример объясняет формирование широко представленных в природе кливажно-складчатых парагенезов, образующихся при прогрессирующей деформации укорочения нагружаемой толщи. Очевидно, что при развитии таких деформаций постоянно изменяются механические свойства геологической среды и, как следствие, осуществляются переходы деформации с уровня на уровень. В результате образуются структурные парагенезы, включающие разномасштабные структурные формы, возникающие последовательно, одни за другими, в процессе развития деформации. Такие парагенезы отражают развитие деформаций геологической среды во времени.

7.6.3. Структурные парагенезы блоковых деформаций

Согласно приведенной выше динамической модели структурообразования формирование тектонических разрывов вызывает появление в деформируемой геологической среде нового уровня структурной организации — уровня блоков, способного эффективно релаксировать напряжения.

С появлением в системе уровня блоков и вовлечением его в деформацию происходит кардинальная перестройка поля напряжений. В результате изменяются как масштабы, так и механизмы релаксационных процессов.

Деформация геологической среды на уровне блоков осуществляется путем взаимного перемещения и поворота блоков как целого и деформации самих блоков. Такой механизм продиктован принципом совместимости деформаций (Лукьянов, 1991), обеспечивающим сохранение целостности структурно-неоднородной деформируемой среды.

Как показано в ряде работ (Садовский, 1979, 1989), блоковое строение геологической среды характеризуется определенной иерархичностью в распределении по размерам блоков и разделяющих их границ. Более крупные блоки и разделяющие их широкие разрывные зоны состоят из блоков меньшего размера, разделенных разрывными зонами меньшей мощности и т. д. Механическое взаимодействие блоков в такой системе, протекающее в условиях стесненной деформации и осуществляемое посредством смещений блоков по разрывам, ведет к концентрации напряжений в местах заторможенных сдвигов. Кроме того, неравномерность смещений по различно ориентированным границам порождает поля поворотных моментов, действующих на блоки. В такой ситуации деформация системы определяется релаксацией концентраторов и упругих полей поворотных моментов.

Деформационные процессы в геологической среде, осуществляемые на уровне блоков, так же как и при деформациях на других уровнях структурной организации, заключаются в релаксации поля напряжений, осуществляемого путем структурных перестроек. В условиях развитой деформации при постоянно действующем нагружении (поступлении энергии извне) релаксация локальных упругих полей, возникающих при перемещениях и поворотах блоков,

происходит эстафетно, следуя за изменениями поля напряжений. При релаксации наиболее подготовленных, энергонасыщенных концентраторов происходит перераспределение напряжений между другими концентраторами, которые последовательно подготавливаются и включаются в релаксационную работу.

Конкретные механизмы релаксации концентраторов зависят от детального внутреннего строения среды и внешних условий деформирования, т. е. от наличия или отсутствия в системе уровней структурной организации, способных эффективно релаксировать напряжения. При наличии таких уровней релаксация упругих полей осуществляется посредством медленно развивающихся структурных перестроек, приводящих к изменению внутренней структуры и конфигурации блоков. Если по тем или иным причинам релаксационные возможности системы оказываются ограниченными, напряжения возрастают и при достижении ими значений предела прочности пород происходит разрушение концентраторов, в результате чего в системе появляются новые структурные элементы, способные эффективно релаксировать напряжения. Эти новообразованные элементы вовлекаются в релаксационную работу. Анализ материалов, получаемых при натурных исследованиях, говорит о том, что во многих случаях блоковые перемещения сопровождаются формированием элементов новых структур, аккомодирующих трансляции и повороты блоков. Их образование часто бывает связано с возникновением систем сколов и отрывов, развивающихся в концентраторах и объединяющихся в разрывы различных кинематических типов, смещения по которым приводят к релаксации локальных упругих полей (концентраторов или полей поворотных моментов), связанных с движениями блоков. В результате протекания таких процессов в геологической среде формируются своеобразные структурные рисунки, состоящие из закономерных сочетаний трещин и разрывов различной кинематики. На рис. 7.27 приведен пример закономерных сочетаний механических обстановок и соответствующих им разрывных зон разных кинематических типов, способных возникнуть при перемещениях блоков в масштабе земной коры. Многие из подобных структурных рисунков меньшего масштаба выделены и описаны А. В. Лукьяновым, Л. М. Расцветаевым и многими другими исследователями. На рис. 7.28*а–г* приведены некоторые из таких парагенезов, закартированные в поле и полученные в физическом эксперименте. Следует заметить, что формирование таких парагенезов в одних случаях осуществляется как медленно развивающийся процесс формирования систем трещин, постепенно объединяющихся в разрывы, по которым происходят криповые смещения новообразованных структурных элементов, согласованные с движениями самих блоков; в других — концентраторы разрушаются быстро, практически мгновенно, сопровождаясь различного рода сейсмическими эффектами: сейсмической эмиссией или землетрясениями различных энергетических классов.

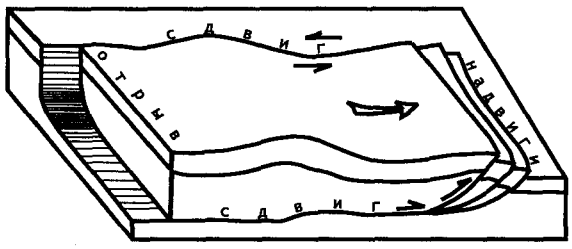


Рис. 7.27. Соотношение между разрывами разных типов в масштабе земной коры (по Николя, 1992)

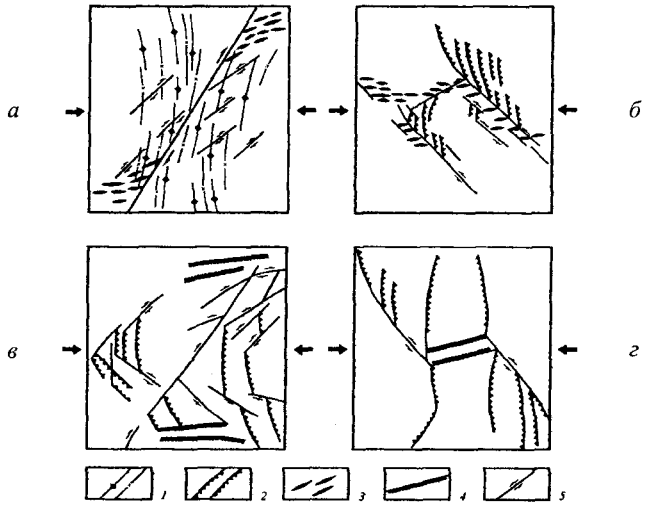


Рис. 7.28. Структурные парагенезы, формирующиеся при перемещениях блоков по разрывам. Сочетания: *а* — складок, сдвигов и отрывов; *б*, *в* — различных разрывных структур (Лукьянов, 1994); *г* — их же, полученных в эксперименте. 1, 2 — структуры сжатия: 1 — складки, 2 — надвиги; 3, 4 — структуры растяжения: 3 — трещины отрыва, жилы, дайки, 4 — сбросы; 5 — сдвиги

В заключение отметим, что при развитии блоковых деформаций в стесненных условиях помимо собственно перемещений отмечаются и повороты блоков. В результате таких перемещений и поворотов в местах концентрации напряжений формируются так называемые вторичные структурные формы, аккомодирующие смещения и повороты блоков. В результате образуется структурный парагенез, соответствующий развитию деформации не только во времени, но и в пространстве. За счет перемещений и поворотов блоков, осуществляемых в едином генеральном поле напряжений, в деформируемой среде возникают локальные участки различных механических обстановок и структуры, соответствующие этим обстановкам. Это обстоятельство следует учитывать при структурном парагенетическом анализе региональных тектонических структур.

7.7. ДЕФОРМАЦИОННЫЕ ОБЪЕМНЫЕ ЭФФЕКТЫ И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ ПАРАГЕНЕЗЫ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ

В классической механике сплошных сред при постулировании определяющих уравнений деформированное и напряженное состояние разбивается на две независимые компоненты: изотропную компоненту и компоненту, характеризующую «отклонение» от изотропного состояния. Если это относится к деформации, то первая часть называется объемной деформацией (или иногда, — дилатацией), а вторая — деформацией формоизменения. Когда это относится к напряженному состоянию, то первую составляющую часть называют гидростатическим давлением или всесторонним растяжением (шаровой тензор), а вторую — девиатором напряжения. Девиатор рассматривают как некоторую комбинацию касательных напряжений.

Следует еще раз подчеркнуть, что эти две компоненты не зависят друг от друга, т. е. считается, что изотропное напряжение вызывает только объемное изменение, но не вызывает изменения формы. Аналогично считается, что касательные напряжения вызывают только сдвиг или изменение формы, но не влияют на объем или плотность материала.

Однако в 1885 г. О. Рейнольдс экспериментально обнаружил фундаментальное кинематическое свойство внутренней структуры некоторых материалов, в частности — зернистых сред, не укладывающееся в представления классической реологии: свойство изменять объем при сдвиге. Это свойство было названо им *дилатансией* (Reynolds, 1885).

В экспериментах О. Рейнольдса, проводимых на дроби, стеклянных шариках и песке, наблюдалось увеличение объема материалов при деформации формоизменения. Объясняя это явление, О. Рейнольдс рассуждал примерно следующим образом: если группа шаров сложена в виде пирамиды, образуя наиболее плотную упаковку (что соответствует структуре материала до деформации), то, если принять плотность шаров за 1, плотность среды будет равна $\pi/3 \times 2^{1/2}$. Если же шары сложены в виде правильного кубического образования (структура после деформации), то плотность среды будет равной $\pi/6^{1/2}$ или в $2^{1/2}$ раз меньше, чем в первом случае.

После положительной дилатансии песка была обнаружена отрицательная дилатансия глин, сдвиговая деформация которых сопровождается уменьшением объема, т. е. структурным уплотнением. Это обстоятельство объяснялось тем, что в отличие от песка, частицы которого представляют собой маленькие сферы, частицы глины часто являются маленькими дисками. Поэтому осадочный песчаный грунт находится в состоянии плотной упаковки, в то время как глина в своем невозмущенном состоянии имеет свободную упаковку, т. к. многие из дисков стоят на ребрах. При сдвиге такая структура разрушается и плотность глины возрастает.

Спустя полвека после открытия О. Рейнольдса в 1936 г. А. Касагранде связал явление дилатансии с плотностью структуры деформируемых зернистых

масс и ввел понятие критической пористости, при которой объем материала при сдвиге остается неизменным. Если пористость материала ниже критической, при сдвиге структура разрыхляется и объем увеличивается, если пористость выше критической — при сдвиге материал уплотняется и объем уменьшается (Cazagrande, 1936).

Из вышесказанного следует, что обнаруженное О. Рейнольдсом явление дилатансии, не укладывающееся в представления классической механики сплошных сред, связано с отличием внутренней структуры реальных материалов от моделей сплошности. Иначе говоря, при изучении причин и механизмов дилатансии должна учитываться реальная внутренняя структура среды и ее перестройка, осуществляемая в процессе деформации.

7.7.1. Дилатансионные эффекты при механических испытаниях горных пород

Изучение деформационных объемных эффектов в геологии связано с развитием экспериментальных работ по механическим испытаниям геоматериалов при различных термодинамических условиях. Обобщение результатов экспериментов показало, что при определенных *PT*-условиях неупругие деформации горных пород носят ярко выраженный дилатансионный характер (Николаевский, 1984), при этом детальное исследование конкретных механизмов деформаций позволило выявить причины дилатансии. На рис. 7.29 приведена диаграмма, построенная В. Н. Николаевским по результатам механических испытаний некоторых типов горных пород. На этой диаграмме на плоскости касательные напряжения (τ) — среднее давление (P) показана граница упругих состояний горных пород, при достижении которой начинается процесс необратимых деформаций. Из экспериментов следует, что, если окружающее давление и температура не слишком велики, необратимые деформации пород сопровождаются процессами внутреннего разрушения, причем разрушение происходит хрупким образом, через формирование трещин, на что указывает резкий сброс напряжений на испытательной машине. В зависимости от величины окружающего давления формирующиеся трещины могут быть рассеянными по образцу либо сгруппированными в зоны, переходящие в магистральные разрывы. В этой области неупругих деформаций наблюдается резко выраженный дилатансионный эффект.

При повышении окружающего давления до величины ≈ 5 кбар характер неупругих деформаций образцов резко изменяется. На это обстоятельство обращал внимание Э. Орован (Orowan, 1960) в связи с проблемой очага землетрясений, а Дж. Байерли (Byerlee, 1968) и К. Моги (Mogi, 1974) идентифицировали эту границу механического поведения как переход к разрушению без сброса напряжений за счет развития в породах больших необратимых деформаций, т. е. течения. Таким образом, эта граница, называемая иногда границей Байерли — Орован — Моги, является пределом для хрупкого типа разрушения.

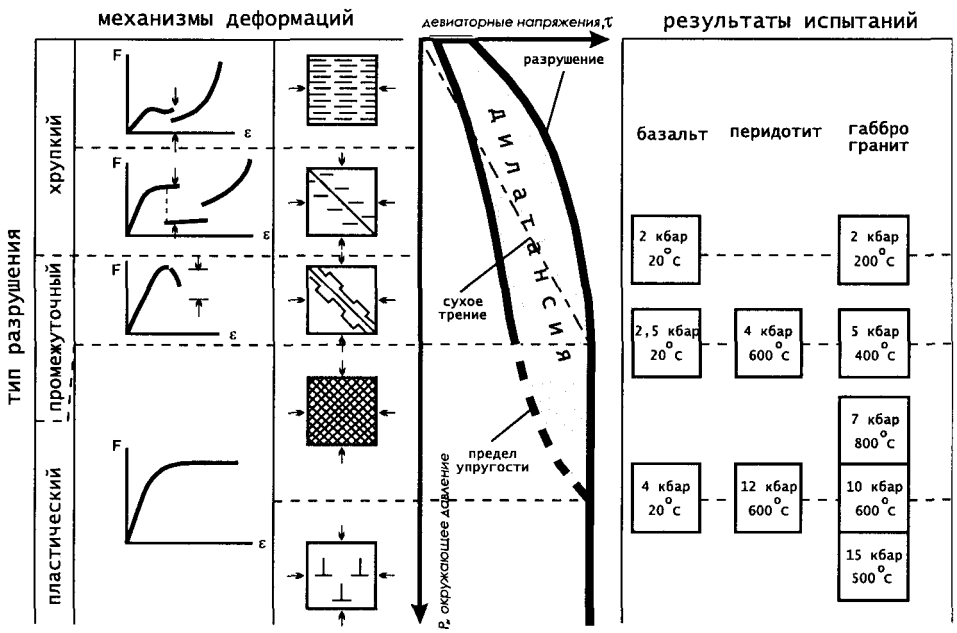


Рис. 7.29. Схематическая классификация видов разрушения типичных геоматериалов в зависимости от P и T (по Николаевский, 1984). F — напряжение, ε — деформация

Изучение структурных изменений в деформированных образцах показало, что ниже этой границы располагается область PT-условий, при которых магистральных трещин и разрывов в образцах не отмечается. В начале этой области деформация осуществляется путем объемного дробления пород (катаклаза), сопровождаемого перемещениями и поворотами образовавшихся структурных элементов, при этом дилатансионный эффект ослабевает, но не исчезает полностью. Такой тип деформации в механике называют псевдопластическим течением. При дальнейшем повышении температуры и давления псевдопластическая деформация, связанная с катаклазом, сменяется истинно пластической, осуществляемой трансляционными механизмами. При таких механизмах деформаций дилатансионный эффект практически полностью исчезает (см. рис. 7.29).

Основываясь на результатах прочностных испытаний горных пород, В. Н. Николаевский предложил модель реологической расслоенности литосферы (Николаевский, Шаров, 1985), согласно которой геоматериал земной коры (до термодинамической границы Байерли — Орован — Моги) характеризуется дилатансионной упругопластичностью. Иначе говоря, в земной коре неупругие деформации формоизменения сопровождаются объемными эффектами, что необходимо учитывать при тектогенетических построениях, в том числе при анализе механизмов деформационного структурообразования.

7.7.2. Деформационные объемные эффекты в реальной геологической среде

Из определения, данного В. Н. Николаевским, следует, что основной физической причиной дилатансии геоматериалов является формирование и перестройка поровых и трещинных систем, сопровождающих необратимые деформации пород. Безусловно, объемные эффекты, связанные с трещинообразованием, являются важнейшим элементом тектонических деформаций. Вместе с тем при наблюдениях деформированных пород в обнажениях и шлифах отмечаются и иные типы объемных изменений, не связанные с пористостью и трещиноватостью пород. С одной стороны, это структуры типа отслоений цемента от различных жестких элементов пород, межслоевые пустоты в замках складок и т. п. С другой — это частично редуцированные органические остатки, оолиты, минеральные зерна в кливажированных породах, крылья мелких складок и смыкающие крылья флексур и т. п. Выше уже отмечалось, что структуры подобного типа, как правило, не образуются при механических испытаниях горных пород, но в природных объектах они столь же обычны, как поры и трещины. Можно предположить, что такие противоречия между природой и экспериментом заключены в различиях условий деформирования пород в природе и в лаборатории. Эти различия действительно существуют, и главные из них сводятся к следующим моментам.

Во-первых, определенную роль играет масштабный фактор. В лаборатории, как правило, испытываются небольшие образцы пород, в то время как в природе деформациям подвергаются огромные объемы геологической среды. При этом важное значение имеет не сам размер образцов, но форма и размеры неоднородностей, заключенных в деформируемых объемах. В реальных объемах геологической среды помимо пор и трещин, связанных с уровнем зерен и агрегатов зерен, присутствуют неоднородности иных типов и размеров: границы слоев, границы блоков и т. п. Кроме того, сами слои и блоки состоят из различных материалов с разными физическими, химическими и механическими свойствами. Иначе говоря, в отличие от образцов пород, содержащих лишь один макроскопический структурный уровень — уровень зерен, деформируемые объемы земной коры представляются иерархической системой разномасштабных уровней структурной организации, включающей уровни зерен, слоев, блоков и т. п., о чем говорилось выше. Естественно, что деформация такой системы не определяется деформацией отдельных образцов пород, хотя результаты механических испытаний последних в совокупности с полевыми наблюдениями дают важный материал для анализа деформационных процессов, протекающих в реальной геологической среде, в том числе и объемных эффектов, сопровождающих тектонические деформации.

Второе различие между природой и экспериментом заключается в том, что в природных условиях, а точнее, в условиях земной коры, деформируемые породы содержат флюид, в то время как механические испытания обычно

проводятся на «сухих» образцах. В тех же случаях, когда испытываются образцы, содержащие флюид, огромное значение приобретает третье из различий: различие в скоростях деформирования.

В прочностных испытаниях обычными скоростями нагружения образцов являются скорости порядка 10^{-4}–10^{-6} $с^{-1}$. В природных условиях при различных тектонических процессах отмечаются различные скорости деформирования. Если природные скорости деформирования соизмеримы с лабораторными, результаты деформаций пород в природе и эксперименте вряд ли будут значительно различаться. Однако при более медленных нагружениях (при скоростях $\approx 10^{-10}$–10^{-15} $с^{-1}$) (Файф, Прайс, Томпсон, 1981) различия между природой и экспериментом могут быть весьма существенными. В *PT*-условиях коры при таких скоростях деформаций пород, содержащих флюид, с одной стороны, облегчается рост трещин, а с другой — проявляется деформационный механизм растворения под давлением (компрессионная ползучесть).

Выше этот механизм уже упоминался при рассмотрении генезиса кливажа и кливажных парагенезов, однако он заслуживает более внимательного рассмотрения.

В связи с тем, что механизм компрессионной ползучести проявляется в специфических условиях (при весьма низких скоростях деформирования и при наличии в породах флюида), долгое время ему не придавалось особого значения, хотя и отмечалось его действие, например, при формировании стилолитовых швов. Полностью его значение в тектонических деформациях не оценено и в настоящее время, несмотря на то что сам факт проявления такого механизма обоснован теоретически и экспериментально (рис. 7.30).

Как и деформационные механизмы, сопровождаемые трещинообразованием, механизм компрессионной ползучести является дилатансионным, однако он приводит к уменьшению объема при деформации, т. е. к отрицательной дилатансии. Важно отметить, что, являясь механизмом селективным, он действует не повсеместно, а выборочно, в зависимости от минерального состава пород, степени их структурной неоднородности, термодинамических условий и условий нагружения, pH среды, агрессивности флюида и т. п., т. е. в определенных породах и условиях. В тех же породах и условиях, в которых этот механизм не проявляется, деформация сопровождается трещинообразованием, ведущим к увеличению объема.

Таким образом, в деформируемых объемах земной коры сосуществуют потенциальные области положительной и отрицательной дилатансии. Более того, в процессе деформации между этими областями осуществляется массообмен посредством растворения вещества в одних местах и его переотложения — в других.

Поскольку речь зашла о потенциальных областях положительной и отрицательной дилатансии, возникают вопросы, связанные с природой этих областей, их размерами и т. п.

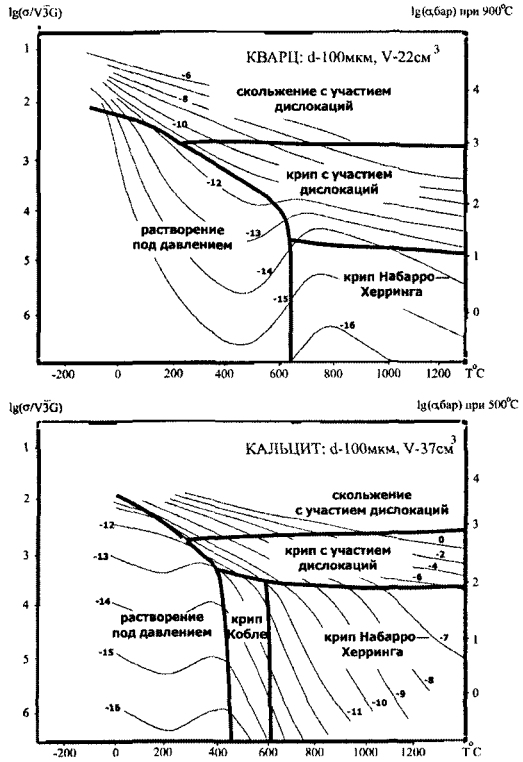


Рис. 7.30. Карты деформации кварца и кальцита в присутствии воды (по Rutter, 1976, взято из Файф, Прайс, Томпсон, 1981). Цифры у кривых — скорость деформации в c^{-1}

Причину возникновения дилатансионных областей можно объяснить, если моделировать геологическую среду неоднородной иерархически построенной системой разномасштабных структурных элементов, образующих уровни ее структурной организации. Выше было отмечено, что нагружение такой системы порождает возникновение в ней разномасштабных концентраторов двух типов: концентраторов сжимающих и концентраторов растягивающих напряжений (областей компрессии и декомпрессии). В этих областях локализуется деформация, причем механизмы деформации в разных типах концентраторов могут быть различными.

Механические испытания на сжатие и растяжение показывают, что прочности пород на сжатие в среднем на порядок превосходят прочности тех же пород на растяжение (Пс/Пр = 10) (Ярошевский, 1981). Однако в подобных испытаниях не учитывается механизм растворения под давлением. Если же сделать поправку на этот механизм и учесть, что он проявляется при сжатии (компрессионная ползучесть), прочностные характеристики одних и тех же пород в зависимости от условий нагружения, *PT*-условий и т. п. могут варьировать в широких пределах (от Пс/Пр > 1 до Пс/Пр < 1 через Пс/Пр = 1). При

этом, если при сжатии действует механизм компрессионной ползучести, индексом Пс обозначается криповая прочность, а Пр — в условиях коры прочность на отрыв.

Из вышесказанного следует, что в условиях земной коры потенциальными областями положительной и отрицательной дилатансии являются соответственно концентраторы растягивающих и концентраторы сжимающих напряжений. Что касается размеров этих областей, то они определяются размерами элементов структурного уровня системы, участвующего в деформации. При переходах деформации с уровня на уровень изменяются размеры концентраторов и соответственно размеры дилатансионных областей.

Условия массообмена между концентраторами разных типов в деформируемой геологической среде весьма сходны с условиями экспериментов, проводимых О. Рейнольдсом.

В своих экспериментах О. Рейнольдс использовал эластичный мешок с дробью, заполненный водой (без пузырьков воздуха). Тщательно закрытый, такой мешок становился абсолютно жестким, сохраняя любую форму, которая была у него при закрытии отверстия. Мешок соединялся трубкой с градуированным сосудом с водой. Перед началом эксперимента создавалась максимально плотная упаковка дробинок, после чего мешок сжимался между двумя штампами. С момента начала сжатия вода начинала перетекать из сосуда в мешок и перетекала с уменьшающейся скоростью, пока доступ воды в мешок не прекращался вовсе. В этот момент материал в мешке имел минимальную плотность.

Очевидно, что используемая в экспериментах система «мешок с дробью — сосуд с водой» аналогична природным концентраторам. Разница состоит лишь в том, что в природе в концентраторах типа «сосуд с водой» происходит селективное растворение во флюиде твердой фазы, а в концентраторах типа «мешок с дробью» переносимый флюидом растворенный материал кристаллизуется в открывающихся пустотах.

7.7.3. Деформационно-химические парагенезы

В отличие от механических моделей, откуда и пришел в геологию термин «дилатансия» и где не возникает проблем, связанных с масштабным фактором, в геологических исследованиях постоянно приходится отталкиваться от выбранного масштаба. Если рассмотренные выше объемные эффекты привязывать к масштабу коры, видимо, нет оснований говорить об объемных изменениях (речь идет о деформационных изменениях объема). Более того, можно предположить, что компенсация увеличения объема в одних местах его уменьшением в других направлена на сохранение объема системы в целом. Если же отталкиваться от масштабов образцов или отдельных обнажений, можно говорить о деформационных объемных изменениях этих систем и анализировать роль объемных эффектов в механизмах структурообразования.

Такой анализ стал возможным в связи с установлением в деформированных объемах земной коры парагенетически связанных структур растворения и структур переотложения растворенного вещества. В качестве примера можно привести закономерные сочетания стилолитовых швов и минерализованных трещин растяжения (трещин отрыва) (Николя, 1992). К парагенезам подобного типа, названным нами *деформационно-химическими парагенезами*, относятся закономерные сочетания кливажных зон, кливажных и муллионных швов и т. п. (структуры растворения) с «бородами нарастания» в «тенях давления» жестких элементов пород, минерализованными трещинами растяжения, минеральными заполнениями межбудинных пространств, «седловидными жилами» в замках складок и т. п. (структуры переотложения растворенного вещества). Такие парагенезы образуются в результате взаимного уничтожения (компенсации) зон компрессии и декомпрессии, возникающих при деформации структурно-неоднородных сред. Поэтому парагенезы подобного типа в общем случае могут быть определены как *компенсационные структурные парагенезы*.

В пределах выбранного масштаба (в образце или в обнажении) структуры растворения и структуры переотложения могут сосуществовать, но может наблюдаться лишь одна из составляющих парагенеза: либо структуры растворения, либо структуры переотложения растворенного вещества. В последних случаях деформация сопровождается объемными изменениями.

7.7.4. Роль объемных эффектов в механизмах структурообразования

Роль объемных эффектов в механизмах структурообразования можно рассмотреть на конкретных примерах формирования деформационных текстур, складок, тектонических разрывов.

Текстуры. Роль объемных эффектов при формировании текстур, без специального акцента на объемные эффекты, была разобрана выше. Здесь же эту проблему мы рассмотрим с несколько иных позиций.

Сформировавшееся представление о кливаже как о вполне определенных текстурах пород является важным с той точки зрения, что их образование связано с деформацией укорочения. Более того, показано, что макроскопически отчетливо видимые в породах текстуры кливажа соответствуют деформации укорочения порядка 20 %. С одной стороны, это означает, что только за счет образования кливажа породы испытывают значительные деформации. С другой стороны, это значит, что в содержащих кливаж породах минимум пятая часть их объема растворена (что, собственно, и вызывает укорочение) и переотложена вновь. Если учесть то обстоятельство, что кливажированными в той или иной степени являются значительные объемы деформированной геологической среды, например большая часть юрских пород Большого Кавказа, становится очевидным, что такими деформационными процессами вряд ли следует пренебрегать при решении практически любых тектогенетических задач.

Приходя к такому заключению, следует еще раз особо подчеркнуть, что под кливажем горных пород в данном случае понимается не *явление расщепляемости пород на пластинки или линзочки*, обусловленное различными причинами (такие представления до сих пор являются господствующими в отечественной литературе), а *микротекстуры вполне определенной морфологии*, наличие которых придает породам механическую анизотропию.

В кливажсодержащих породах четко определены структуры растворения, каковыми являются кливажные зоны. Что же касается парагенетически связанных с ними структур переотложения растворенного вещества, то специальные исследования указывают на их значительное масштабное и морфологическое разнообразие.

В одних случаях растворенный материал может переотлагаться практически на месте, в «тенях давления» растворяющихся минеральных зерен. Тогда деформируемый объем сокращается в одном направлении (в направлении максимального сжатия) и удлиняется в другом (нормальном к сжатию), а растворение вещества в кливажных зонах компенсируется его переотложением в микролитонах. В результате в породах формируется полный деформационно-химический парагенез и деформация в масштабах образца протекает без объемных изменений. Наличие в деформированном объеме сосуществующих структур сжатия (кливажных зон) и структур растяжения (пустот в «тенях давления» минеральных зерен) говорит о том, что при деформации пород на структурный результат работали как сжимающие, так и растягивающие напряжения, т. е. прочность таких пород на сжатие приблизительно равна их прочности на растяжение (Пс/Пр =1).

В других случаях растворенный в кливажных зонах или родственных им структурах материал практически полностью удаляется из объема кливажированных пород и переоткладывается в породах, в которых кливаж не образуется. Деформация последних сопровождается формированием многочисленных трещин отрыва, в которых и кристаллизуется растворенный материал, образуя жилы. Часто такие жилы бывают выполнены кварцем или кальцитом (наиболее распространенными и наиболее легко растворимыми компонентами пород) и характеризуются специфическим внутренним строением: наличием срединного шва, волокнистым габитусом минералов и т. п. Минеральный состав жил, их внутреннее строение, положение в пространстве, а также сопоставление с редкими жилами аналогичного типа, наблюдаемыми в кливажированных породах, однозначно указывают на их парагенетическую связь с зонами кливажа, однако в данном случае разные члены единого деформационно-химического парагенеза оказываются разобщенными в пространстве. В одних породах наблюдаются только структуры растворения (кливажные зоны), а в других — только структуры переотложения растворенного вещества (минеральные жилы). Очевидно, что деформация пород, содержащих кливажные зоны, сопровождалась уменьшением объема, а деформация пород,

содержащих жилы, — увеличением объема. Между этими породами в процессе деформации осуществлялся массообмен. Разобщенность в пространстве структур единого парагенеза говорит о том, что при единых условиях нагружения в одних породах на структурный результат работали сжимающие напряжения, а в других — растягивающие, т. е. в первом случае соотношение прочностей пород на сжатие и растяжение меньше единицы (Пс/Пр < 1), а во втором — больше единицы (Пс/Пр > 1).

Складки. Текстуры типа кливажа являются структурным выражением деформаций геологической среды, протекающих на уровне минеральных зерен. Однако, помимо зернового уровня, в земной коре выделяется уровень слоев. Наиболее характерными деформационными структурами уровня слоев являются складки продольного изгиба. Известно, что в формировании складок продольного изгиба выделяется ряд стадий, главной из которых является стадия изгиба. Собственно, этой стадией и определяется процесс складкообразования.

Изгиб — это неоднородная деформация, при которой отмечаются объемные эффекты даже чисто геометрически (на рис. 7.31, 2, $S_1 > S_2$). Следовательно, без локальных объемных изменений внутри слоя остаточная деформация изгиба невозможна в принципе.

При изгибе слоя в замковой части формирующейся складки возникают области сжатия и растяжения, разделенные нейтральной осью, проходящей через середину слоя. Деформация на этой оси равна нулю и линейно нарастает к подошве и кровле слоя, где она максимальна и ее величина пропорциональна отношению мощности слоя к удвоенному радиусу кривизны изгиба ($\varepsilon = h/2R$). Эта формула уже приводилась выше. Согласно данной формуле при изгибе слоя в складку с радиусом кривизны $\approx 5h$ деформация на его подошве и кровле составит величину ≈10 %. Если для анализа складок принять во внимание лишь результаты прочностных испытаний горных пород, неизбежен вывод, что материал слоев, изогнутых в складки с радиусом кривизны меньше $5h$, должен быть разрушенным как в областях сжатия, так и в областях растяжения, так как подавляющее большинство пород, испытанных при *PT*-условиях коры, выдерживают максимум 10 %-ную деформацию, после чего разрушаются. Такие складки действительно наблюдаются в природе, но столь же широко распространены складки с малыми радиусами кривизны, в замковых частях которых разрушения пород не отмечается. Этот факт лишний раз говорит о том, что в реальной геологической среде действуют механизмы пластичности, не отмечаемые при прочностных испытаниях пород, проводимых с обычными скоростями нагружения.

Возвращаясь к модели изгиба слоя, следует заметить, что остаточная деформация слоя в соответствии с такой моделью может реализоваться лишь в случае, когда прочности материала на сжатие и растяжение близки, т. е. Пс/Пр = 1. В этом случае изгиб осуществляется следующим образом. В зоне растяжения элементы слоя (минеральные зерна или микролитоны, если слой до изгиба

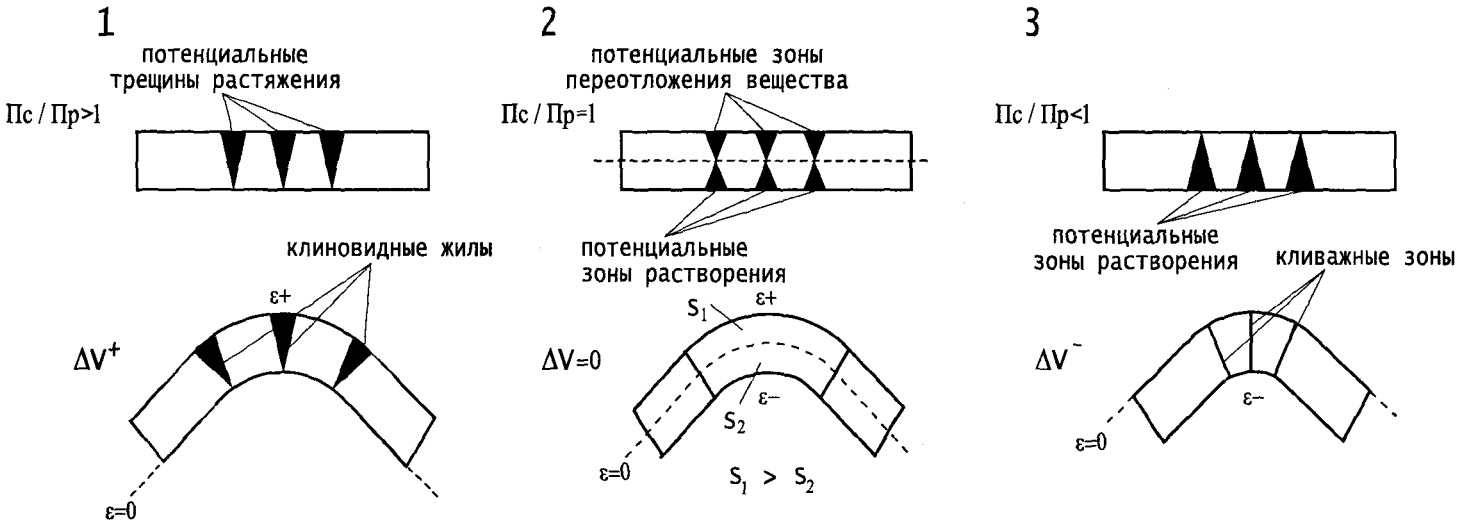


Рис. 7.31. *Принципиальная схема изгиба слоев пород с разными прочностными характеристиками на сжатие* (Пс) и растяжение (Пр). 1 — Пс / Пр > 1; 2 — Пс / Пр = 1; 3 — Пс / Пр < 1. ΔV — объемные изменения, ε — деформация, S — площадь

был кливажированным) несколько отодвигаются один от другого, при этом возрастает пористость, формируется микротрещиноватость и т. п. В зоне сжатия, напротив, структурные элементы давят один на другой, растворяются в местах давления, при этом их центры сближаются, а растворенный материал переносится в зоны растяжения и переоткладывается в формирующихся пустотах. В результате такого массообмена сохраняется баланс вещества и деформация изгиба протекает без изменений объема слоя в целом, хотя в отдельных его частях объем изменяется (см. рис. 7.31, 2).

Иные ситуации могут возникать, когда изгибаются слои, состоящие из материала с различными прочностными характеристиками на сжатие и растяжение: случаи с Пс/Пр > 1 и Пс/Пр < 1. В первом случае (Пс/Пр > 1) деформация растяжения оказывается не скомпенсированной деформацией сжатия (рис. 7.31, 1). Изгиб осуществляется следующим образом: на внешней поверхности слоя зарождаются клиновидные трещины растяжения, острыми концами ориентированные к центру окружности, описывающей изгиб. По мере изгибания слоя трещины расширяются и прорастают к центру окружности, постепенно рассекая весь слой. При увеличении длины трещин нейтральная линия от середины слоя смещается к его внутренней поверхности до тех пор, пока не совпадет с последней, тогда весь слой оказывается в зоне растяжения. Структурным результатом такой деформации являются изогнутые слои, рассеченные клиновидными трещинами, часто заполненными жильным материалом. Изгиб протекает с увеличением объема слоя, а формирующиеся складки имеют относительно большой радиус кривизны.

Во втором случае (Пс/Пр < 1) деформация сжатия оказывается не скомпенсированной деформацией растяжения (рис. 7.31, 3). Изгиб начинается с зарождения на внутренней поверхности слоя одной или нескольких зон растворения, которые по мере изгибания расширяются и продвигаются к внешней поверхности изгибающегося слоя. При продвижении зон растворения в глубь слоя нейтральная ось смещается от середины к внешней поверхности слоя, пока не совпадет с ней, тогда весь слой оказывается в зоне сжатия. Структурным результатом такой деформации являются изогнутые слои, рассеченные кливажными швами, в которых сконцентрирован нерастворимый материал. Изгиб протекает с уменьшением объема слоя, а формирующиеся складки имеют малый радиус кривизны.

Из анализа формирования складок явствует, что изгиб осуществляется за счет неоднородной деформации, происходящей внутри слоя, т. е. за счет деформации элементов уровня зерен. Поэтому структурная выраженность такой деформации зависит от соотношения размеров зерен и мощности изгибающегося слоя, иначе говоря — от размеров складок. В мелких складках количество зерен, участвующих в деформации, гораздо меньшее, чем в крупных, поэтому структурный результат при изгибе маломощных слоев проявляется более отчетливо, более сконцентрированно, в то время как при изгибе

мощных слоев деформация рассеивается по огромному количеству зерен и ее структурный результат становится менее выраженным. Однако детальное изучение складок с размерами от метров до десятков метров показывает, что многие из них формировались в соответствии с вышеприведенными схемами.

Помимо стадии изгиба процессы растворения-переотложения проявляются и на других стадиях складкообразования, например на стадии общего сплющивания, когда в замках складок образуются «седловидные» кварцевые или кальцитовые жилы, заполняющие пустоты отслаивания.

Разрывы. Зарождение и развитие большинства тектонических разрывов и разрывных зон в геологической среде связано со сдвиговыми (в механическом понимании) деформациями. Рассмотрим, как могут развиваться такие деформации на уровне минеральных зерен.

Для анализа процессов структурообразования, происходящих в разрывных зонах при сдвиговых деформациях, можно воспользоваться схемой напряженного состояния чистого сдвига, осуществляемого касательными напряжениями (рис. 7.32). Для простоты представлен случай плоского напряженного состояния. Если к противоположным краям тонкой прямоугольной пластинки прикладываются силы, параллельные краям и направленные в противоположные стороны (условие, необходимое для деформации сдвигания), для предотвращения поворота эти силы следует уравновесить другой парой сил, приложенных к двум другим краям пластинки. Очевидно, что главные оси напряжений в этом случае ориентированы параллельно диагоналям пластинки, если она квадратная. Параллельно одной диагонали располагаются площадки с максимальными сжимающими напряжениями, а параллельно другой — с максимальными растягивающими напряжениями. В данном случае главные напряжения равнозначны в том смысле, что они не приложены к системе извне, а являются производными иного типа нагружения — производными сдвига.

Основываясь на результатах механических испытаний, можно предположить, что при относительно быстрых скоростях нагружения, соизмеримых со скоростями в экспериментах, деформация сопровождается разрушением пород и положительной дилатансией. В тех же случаях, когда скорость нагружения мала (криповые смещения блоков), механизмы деформаций зависят от свойств пород, выражающихся через соотношения их прочностей на сжатие и растяжение. В породах, богатых растворимыми компонентами и характеризующихся резко неоднородной зерновой структурой ($Пс/Пр < 1$), на структурный результат работают сжимающие напряжения, при этом формируются зоны растворения (кливажные зоны межзернового кливажа), ориентированные нормально к ориентировке максимальных сжимающих напряжений (рис. 7.32А, а). В породах иного типа, в которых по той или иной причине кливаж не образуется ($Пс/Пр > 1$), на структурный результат работают растягивающие напряжения. В таких породах при медленном протекании

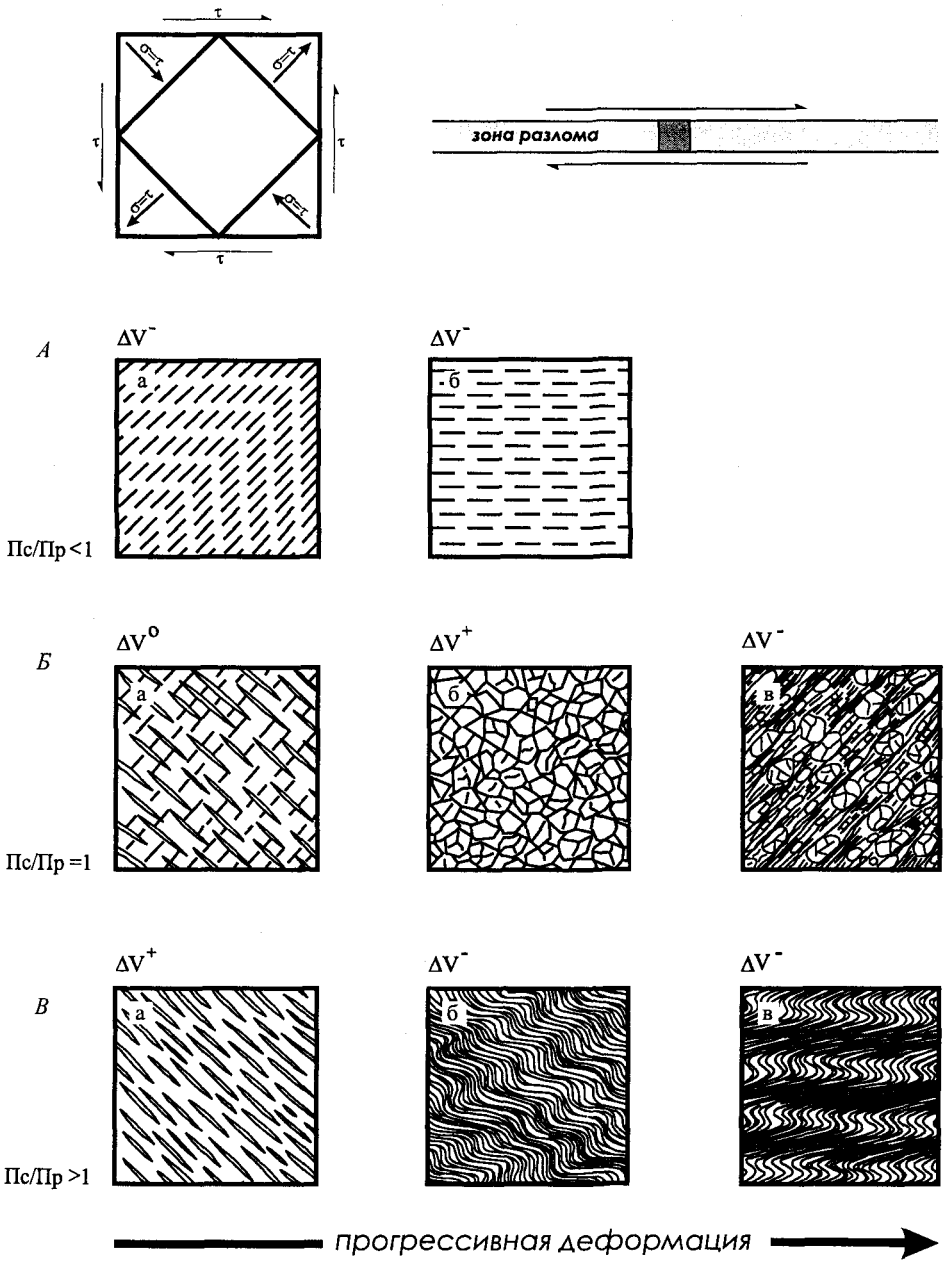


Рис. 7.32. Принципиальная схема процессов структурообразования в породах с разными прочностными характеристиками на сжатие (Пс) и растяжение (Пр) при деформации сдвигания. *А* — Пс / Пр > 1; *Б* — Пс / Пр = 1; *В* — Пс / Пр < 1. Верхний рисунок — схема напряженного состояния чистого сдвига, осуществляемого касательными напряжениями. *а, б, в* — структурные перестройки при прогрессирующей деформации; ΔV — объемные изменения; τ — касательные напряжения, σ — нормальные напряжения

деформаций происходит образование трещин, ориентированных в основном нормально к ориентировке максимальных растягивающих напряжений (рис. 7.32В, а). Ориентировка трещин отличается от ориентировки зон кливажа на угол ≈90°. По мере приоткрывания трещин в них кристаллизуется материал, переносимый флюидом из пород, в которых формируется кливаж. Таким образом, между породами с различными соотношениями прочностей на сжатие и растяжение осуществляется массообмен, а их деформация сопровождается объемными эффектами разного знака.

В породах, в которых прочностные характеристики на сжатие и растяжение приблизительно равны (Пс/Пр = 1), на структурный результат могут работать одновременно сжимающие и растягивающие напряжения. В таких породах формируется парагенез структур сжатия и растяжения, например субперпендикулярно расположенные кливажные зоны и трещины растяжения (рис. 7.32Б, а), при этом деформация протекает без объемных изменений.

Отмеченные выше различные структуры формируются внутри зон локализованной деформации сдвигания при относительно небольшом перемещении блоков, фактически на стадии зарождения разрывных зон. При прогрессирующем перемещении блоков по разрывам эти структуры испытывают различные перестройки.

В породах с ранее образованным межзерновым кливажем при прогрессирующей деформации происходит поворот микролитонов с их скольжением по зонам кливажа, в результате чего простирание текстур внутри разрыва стремится к простиранию самой зоны разрыва (рис. 7.32А, б). Деформация сопровождается дальнейшим растворением легко растворимых компонентов пород и выносом растворенного вещества из зоны разрыва. Конечным результатом такой деформации является практически полный вынос из зоны разрыва растворимых компонентов пород, а сама разрывная зона представляет собой зону интенсивно рассланцованных пород (филлонитов), плоскости рассланцевания которых практически совпадают с простиранием разрыва. По разрывам такого типа блоки пород имеют возможность легко перемещаться один относительно другого. Специальные исследования объемных эффектов показывают, что при деформации, приводящей к формированию таких разрывов, отмечается значительное (до 70 %) уменьшение объема пород внутри таких зон (Srivastava, Hudleston, Earley, 1995).

Иные типы структурных перестроек отмечаются в породах, в которых на ранних стадиях разрывообразования сформировалась «жильная полосчатость». При прогрессирующей деформации сдвигания полосчатость сминается в мелкие асимметричные складки (рис. 7.32В, б), по длинным крыльям которых развиваются структуры растворения типа кливажных зон кливажа плойчатости. Эти зоны разделяют породы на литоны, внутри которых заключены складки. Таким образом, на этой стадии разрывообразования внутри разрывной зоны формируется муллионная структура типа макрокливажа

плойчатости, ориентировка которой отличается от ориентировки предшествующей полосчатости на угол ≈ 90°. Дальнейшая деформация реализуется путем поворота литонов со скольжением по кливажным зонам, что ведет к постепенному приближению ориентировки плоскостных зон макрокливажа к ориентировке самой зоны разрыва (рис. 7.32В,в), при этом продолжается растворение и вынос вещества из кливажных зон, которые превращаются в дискретные зоны скольжения. При формировании таких зон появляется возможность облегченного перемещения блоков по разрыву.

Наконец, третий вариант: структурные перестройки при прогрессирующей деформации сдвигания в породах с приблизительно равными прочностными характеристиками на сжатие и растяжение (Пс/Пр ≈ 1). Создание в таких породах на ранних стадиях деформирования двух взаимно перпендикулярных структур сжатия и растяжения предопределяет их дальнейшую деформацию путем катаклаза (рис. 7.32Б,б). Катаклаз сопровождается генерированием поровой и трещинной пустотности, т. е. увеличением объема. В пустотах кристаллизуется вещество, выносимое из зон растворения.

При образовании внутри зоны разрыва катаклазитов резко изменяется структура вещества. Структура катаклазитов принципиально не отличается от структуры обломочных пород, являющихся наиболее благоприятными для формирования межзернового кливажа. В реальных зонах разрывов нередко отмечается развитие в катаклазированных породах структур растворения типа межзернового кливажа (рис. 7.32Б,в). Дальнейшее развитие прогрессирующей деформации в таких породах происходит по схеме, аналогичной формированию разрывов в породах с Пс/Пр < 1. С момента образования по катаклазитам межзернового кливажа и его дальнейшей перестройки деформация сопровождается отрицательными объемными эффектами, т. е. уменьшением объема деформируемого вещества.

Все структуры, схематически изображенные на рис. 7.32, отражают внутреннее строение реальных разрывных зон, наблюдаемых в природе. Генетическая интерпретация этих структур говорит о том, что при медленно протекающей локализованной деформации сдвигания как ход, так и результат деформаций в значительной степени определяются приспособительной реакцией среды на внешнее воздействие, реализуемой ее структурными перестройками. Одной из составляющих таких перестроек являются структурные парагенезы компенсационного типа, связанные с локальными изменениями объема при деформациях геологической среды.

Глава 8

СКЛАДЧАТО-ПОКРОВНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ

В предыдущем разделе рассматривались типичные парагенезы, образующиеся в обстановке горизонтального сокращения (и вертикального утолщения) слоистых толщ. Развитие деформаций геологической среды во времени приводит к последовательным переходам этой деформации с уровня на уровень, и ее конечным итогом может быть формирование парагенезов кливаж — складки; кливаж — складки — надвиги; складки — надвиги. Последние два можно назвать надвигово-складчатыми парагенезами. Если поверхности сместителей надвигов субгоризонтальны, а масштабы перемещений очень велики (более 5 км), то такие надвиги обычно называют *покровами* или *шарьяжами*, и можно говорить о *покровно-складчатых парагенезах*. Надвиги и покровы в этом случае образуются в конце прогрессирующей деформации на подвернутых крыльях опрокинутых и лежачих складок. Таким образом, ведущим процессом в этом случае является образование складок, поэтому слово «складчатый» стоит в конце названия данного парагенеза. Еще один тип парагенеза можно назвать *складчато-покровным*. Его формирование также ведет к горизонтальному сокращению толщи и ее вертикальному утолщению. Но в данном случае деформация начинается с движения по разрывам и этот процесс лишь **сопровождается** образованием складок. В каких условиях возникают складчато-покровные парагенезы, чем эти условия отличаются от условий формирования кливажно-складчатых и надвигово-складчатых парагенезов, какова кинематика этого процесса, как он развивается во времени — все это и служит предметом рассмотрения данной главы.

8.1. ПОНЯТИЕ ПОКРОВОВ (ШАРЬЯЖЕЙ) И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ

Покровы играют в структуре подвижных поясов огромную роль, сопоставимую с ролью складок; пожалуй, уже не осталось ни одного складчатого сооружения, в котором они не были бы обнаружены. А кроме того, покровы привлекают к себе внимание геологов из-за связи со многими из них нефтяных и газовых месторождений. Многие аспекты строения и формирования таких структур рассмотрены в целом ряде отечественных работ. Но особенно большой вклад в изучение покровов внесли американские и канадские исследователи в последние 70–80 лет. Однако начиналось изучение покровов в Европе. Впервые понятие о *пологих надвигах* (*overthrusts*) ввел еще в 1826 г.

Уэйст, описавший их около Дрездена (Германия). А в 1840-х гг. геологи, работавшие в Швейцарских Альпах, описали и закартировали аллохтонное залегание толщ и впервые высказали предположение о возможности значительного субгоризонтального перемещения вдоль *поверхностей срывов*. Эта идея была признана лишь 40 годами позже, после детального изучения Мойнского надвига в Шотландии. Свое развитие концепция тектонических покровов получила в исследованиях М. Бертрана, начатых им в 1881 г., а в 1889 г. он впервые употребил сам термин «*тектонический покров*». Концепция тектонических покровов окончательно утвердилась после IX Международного геологического конгресса, состоявшегося в 1903 г. в Вене; тогда же были предприняты и первые попытки их классификации.

Покровы образуются в различных обстановках, ими охвачены различные по составу, мощности и возрасту толщи, они имеют разное строение. В соответствии с этим предложено множество **классификаций покровов** по различным критериям. Однако трудно пользоваться теми из них, в основе которых лежит генетический признак (классификациями по «происхождению» покровов), так как в этой проблеме много неясных и спорных моментов и часто определить механизм формирования покровов бывает очень сложно. В такой ситуации лучше всего пользоваться классификацией по **морфологическим признакам**, и такая классификация была предложена в 1906 г. П. Термье. В том или ином виде она лежит и в основе большинства современных классификаций. П. Термье выделил два основных рода покровов, или шарьяжей (в современной литературе эти термины являются синонимами). Шарьяжи первого рода, по П. Термье, другие авторы называют тектоническими покровами лежачей складки, или *покровами-складками*. Тело покрова имеет неправильную форму и образовано гигантскими (до десятков километров) опрокинутыми, лежачими и ныряющими складками. Соответственно, часто обнаруживаются опрокинутые залегания слоев в подвернутых крыльях этих складок. Пологие надвиги (срывы) приурочены как раз к этим подвернутым крыльям. Такие покровы имеют сложную внутреннюю структуру, напоминающую структуру оплывин, и поэтому по генетическому признаку их выделяют как «покровы течения». С учетом того, что сказано выше по поводу термина «течение», в формировании этих покровов существенную роль играет пластическая деформация толщ. Они обычно осложняют мощные пакеты некомпетентных пород, например флишевые. Классическим примером таких покровов служат гельветские покровы Альп.

Шарьяжи второго рода, по П. Термье, называют также тектоническими пластинами, или *покровами-пластинами*. В отличие от шарьяжей первого рода ведущую роль в формировании этих покровов играет разрывная деформация; пластическая же, складчатая деформация имеет подчиненное значение. В аллохтоне («пластине») на обширных участках сохраняется нормальная стратиграфическая последовательность слоев. Основное перемещение

происходит вдоль так называемого *горизонта срыва*, внутри которого и сосредоточивается максимум деформации, сами же пластины слабо дислоцированы внутри. В генетических классификациях такие покровы выделяются как покровы скалывания или скольжения либо как сорванные тектонические покровы.

Покровы-складки и покровы-пластины — это два крайних типа в разнообразии покровных структур; в природе такое подразделение не всегда выдерживается и нередко можно говорить о *сложных покровах*, обладающих чертами сходства с покровами как первого, так и второго рода. Например, описаны случаи, когда уже сформировавшийся пакет шарьяжных пластин подвергается новым деформациям и сминается в систему сложных складок. Иногда покровы обладают таким строением, что их нельзя отнести ни к одному из упомянутых типов.

Строение покровов чрезвычайно сложно и специфично, а изучение участков, где они развиты, сопряжено со значительными трудностями. Это связано, во-первых, с большими размерами этих структур. Мелкие шарьяжи, аналогичные крупным, встречаются редко, т. е. здесь нельзя применить принцип подобия, как в случае складчатости. Во-вторых, эти структуры часто являются погребенными и их непосредственное изучение затруднено. Но даже если они обнажаются, то протяженные субгоризонтальные поверхности сместителей часто никак не выражены, поскольку отсутствуют зоны дробления или они имеют очень малую мощность, а параллельность геологических границ в аллохтоне и автохтоне затрудняет обнаружение покровов.

Лучше всего изучены покровы-пластины, поскольку они являются относительно простыми структурами. Эти покровы широко распространены во **внешних зонах** подвижных поясов, граничащих с передовыми прогибами. Их тектонотипом являются внешние части Кордильер Канады (Скалистые горы) и Аппалачей. Они описаны также на Урале, на Северном Кавказе, в Верхоянье, на Тайване и во многих других местах. Такие области, как Скалистые горы, в которых региональное горизонтальное сокращение осадочного чехла выразилось в формировании некоторой последовательности надвигов (покровов) и связанных с ними складок, на Западе известны под названием *складчато-надвиговых поясов* (*fold-thrust-belts*), но лучше называть их *складчато-покровными областями*, т. к. термин «пояс» имеет более широкое значение (например, Альпийско-Гималайский коллизионный пояс). Следует подчеркнуть, что хотя и здесь имеются структурные формы, прошедшие несколько этапов деформации, однако все они являются только следствием прогрессирующей деформации **горизонтального сокращения**. Этим внешние зоны горно-складчатых сооружений отличаются от их внутренних зон, в которых тела покровов вначале были растянуты по горизонтали, вследствие растяжения перемещены и затем подверглись скучиванию и где развиты гораздо более сложные типы покровов. Именно в складчато-покровных областях

внешних зон обнаруживают принадвиговые месторождения нефти и газа, поэтому они имеют важное практическое значение. Кроме того, такие структуры гораздо проще моделировать. Примеры различных фрагментов складчато-покровных областей показаны на рис. 8.1.

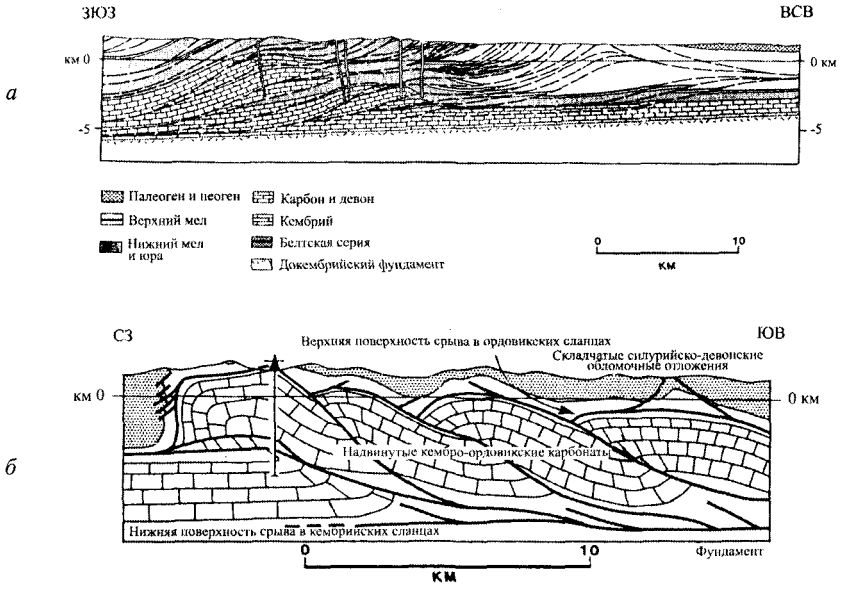


Рис. 8.1. Фрагменты складчато-покровных областей. *а* — Южная Альберта (Канадские Кордильеры) (по П. Л. Горди и др.). *б* — Центральные Аппалачи, США (по У. Дж. Перри)

8.2. СТРОЕНИЕ ПОКРОВОВ-ПЛАСТИН И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Рассмотрим теперь подробнее, как зарождаются и развиваются покровы-пластины и какими характерными чертами они обладают. Во многом это определяется строением, реологическими свойствами и мощностью толщ, в которых они развиты.

8.2.1. Характеристика комплексов, слагающих покровы-пластины, и основные черты структуры

В процессе надвигообразования в складчато-покровных областях участвует относительно мощный осадочный чехол краевых частей орогенов (т. е. толщи, залегающие между относительно недеформированными платформенными отложениями и интенсивно деформированными отложениями внутренних частей орогенов). Осадочная призма покоится здесь на жестком кристаллическом фундаменте, который, как правило, не вовлечен в покровную деформацию. Для осадочного чехла характерна слабая латеральная изменчивость

отложений и их выклинивание по направлению к платформе. Отложения практически не метаморфизованы или очень слабо метаморфизованы (в них фиксируются лишь начальные стадии развития кливажа). Это мощные толщи массивных пород с повышенной вязкостью, чаще всего карбонатных, иногда терригенных (компетентные пачки). В разрезе всегда присутствуют горизонты менее вязких пород, таких как глины, эвапориты (некомпетентные пачки). Часто такие горизонты обнаруживают в основании осадочного разреза.

Как уже говорилось, деформация в таких областях связана, прежде всего, с наличием поверхностей субгоризонтального срыва и значительными перемещениями по ним. Появление таких поверхностей связано с резко пониженной прочностью вдоль стратиграфических горизонтов, сложенных некомпетентными породами. Для образования срывов необходим определенный контраст вязкости деформируемых толщ. Если разрез сложен очень вязкими и массивными породами (например, известняками и доломитами), то в качестве менее вязкого горизонта могут выступать тонкозернистые терригенные породы. В других случаях менее массивные пачки осадочных пород могут подстилаться горизонтами таких маловязких пород, как бентонитовые глины, гипсы, соленосные отложения. Послойные срывы благодаря хорошей выдержанности слоев прослеживаются на огромных расстояниях. Нижняя поверхность срыва чаще всего приурочена к границе между фундаментом и чехлом. Поскольку мощность отложений уменьшается в сторону платформы, то аллохтонное движение чехла происходит вверх по восстанию этой границы.

Еще в конце XIX в. появились работы, в которых было показано, что структурообразование в горизонтально залегающих слоях во многих случаях начинается именно с формирования надвигов. Позже эти представления были подтверждены кинематическими реконструкциями и физическим моделированием. То, что полого падающие надвиги с большими смещениями или покровы-пластины **обычно начинают зарождаться до заметного складкообразования**, в настоящее время можно считать полностью доказанным фактом.

Какова же **траектория движения** зародившегося надвига в первоначально горизонтально-слоистой среде? Покровы в отечественной литературе принято определять как разрывы с субгоризонтальной или очень пологой поверхностью сместителя. «Тектонический покров представляет собой горизонтальный, пологий или волнистый надвиг с перемещением до многих десятков и даже сотен километров», — такое определение содержится в учебнике В. Е. Хаина и М. Г. Ломизе «Геотектоника с основами геодинамики», на стр. 394. Однако подобное понимание покровов наталкивается на целый ряд неразрешимых противоречий. Так, при горизонтальной амплитуде перемещения в 100 км (а такая амплитуда доказана во многих регионах) и угле наклона сместителя всего 5° вертикальная амплитуда перемещения составит около 9 км. То есть надвигающееся крыло должно подняться по вертикали на высоту, бóльшую,

чем известные горные вершины мира. Такое искажение рельефа земной поверхности неправдоподобно, а возможная очень быстрая денудация висячего крыла маловероятна. С другой стороны, геологические данные свидетельствуют, что во многих случаях поверхность сместителя не сечет слоистость, а параллельна ей. Тогда проблемы со значительной вертикальной амплитудой не возникает. Но зато встает другой вопрос — каким образом при смещении аллохтона параллельно слоистости более древние толщи оказываются залегающими поверх более молодых?

На обильном фактическом материале уже достаточно давно целым рядом исследователей, в основном североамериканских, показано, что поверхность, по которой происходит движение покрова в складчато-покровных областях, не является единой, пологой, пусть даже и волнистой поверхностью, а имеет ступенчатую форму и состоит из отрезков двух типов. Во-первых, это протяженные, параллельные слоистости, субгоризонтальные фрагменты — *послойные*, или *параллельные*, *надвиги (flats)*. Термин «надвиг» здесь применяется лишь по традиции, ведь как такового надвигания не происходит, это, собственно, всего лишь межслоевой срыв. Их соединяют короткие наклонные секущие слоистость фрагменты — *«смыкающие надвиги» (ramps)*. Такую ступенчатую поверхность надвига образно называют *«flat-ramp geometry»* (точный перевод затруднителен), или «лестницей рэмпов и флэтов». В простейшем случае эта ломаная поверхность состоит из трех звеньев — верхней и нижней поверхностей межслоевого срыва и соединяющего их надвига. Верхней поверхностью срыва может служить и земная поверхность. Впервые покровная структура была объяснена как результат движения по такой «лестничной» траектории в 1934 г. Дж. Ричем (рис. 8.2), а первые примеры ступенчатой геометрии в Северо-Американских Кордильерах были опубликованы в 1950 г. Р. Дугласом. В последующие десятилетия модель строения складчато-покровных областей дополнялась и уточнялась; ее классическое изложение принадлежит С. Бойеру и Д. Эллиотту (1982), а некоторые ее аспекты обобщены Р. Батлером и Дж. Хоссаком и другими исследователями. **Ступенчатый профиль поверхности сместителя** — краеугольный камень их концепции. Можно видеть, что именно такая конфигурация снимает рассмотренные выше противоречия между значительной горизонтальной амплитудой перемещения аллохтона и небольшой вертикальной амплитудой такого перемещения.

Траектория поверхности сместителя в виде «лестницы» обусловлена неоднородностью деформируемой среды. Как было сказано выше, слоистая толща в складчато-покровных областях состоит из массивных компетентных пород с прослоями пород некомпетентных. При горизонтальном сокращении происходит срыв почти параллельно слоистости в маловязкой пачке (это и есть послойный, или параллельный, надвиг), а одновременно посредством скалывания (под углом скалывания в диапазоне 20–40°) формируется секущий (смыкающий) надвиг в вышележащей пачке более вязких слоев. В кровле этой

Рис. 8.2. *а* — геологический разрез через надвиг Пайн Маунтин в Центральных Аппалачах. *б* — ступенчатая траектория разрыва в стратиграфическом разрезе до надвигообразования. (по Дж. Л. Ричу)

пачки, на контакте с вышележащим некомпетентным слоем, смыкающий надвиг снова переходит в поверхность межслоевого срыва. Таким образом секущие надвиги (диагональные сколы) «смыкают» верхний и нижний параллельные слоям срывы.

Североамериканские авторы упомянутой выше тектонической модели складчато-покровных областей справедливо полагают, что ступенчатая траектория поверхности сместителя обусловливает весь стиль их структуры. При поступательном движении пакета слоев над «ступенькой» сместителя он, приспосабливаясь к форме этой поверхности, деформируется, образуя пологую симметричную антиклиналь (*наднадвиговую складку*). Синклинали, расположенные между такими антиклиналями, являются просто «остатками» или недеформированными участками горизонтального слоистого пакета (см. рис. 8.2). Именно таким образом формируется большинство складок в складчато-покровных областях. Очевидно, что в этом случае разрывы первичны, а складки вторичны, т. е. являются следствием движения по разрывам.

Как уже было сказано, для покровно-складчатых областей характерно наличие как минимум двух поверхностей срыва, а обычно их бывает больше. Самая нижняя из них называется *базальной поверхностью срыва* (*detachment*, или *decollement*). Главной особенностью описываемых областей является то, что в них вся деформация сосредоточена выше этой базальной поверхности, которая таким образом является резким разделом дисгармонии. Обычно это региональный разрыв, который на большем своем протяжении горизонтален и лежит в стратиграфическом интервале, сложенном податливыми породами. Базальная поверхность срыва в рассматриваемых нами внешних частях горно-складчатых сооружений обычно образуется на контакте между осадочным комплексом и кристаллическим основанием или близ него. Однако базальный срыв, как и любые другие поверхности срывов, также имеет ступенчатую форму и обычно переходит на более высокие стратиграфические горизонты по направлению к платформе.

Характер структуры в областях развития шарьяжей хорошо виден на геологических разрезах (см. рис. 8.1). В связи с тем, что деформация сконцентрирована

только в самой верхней части коры, возникло представление о *приповерхностном*, или близповерхностном (буквально «тонкокожем» — *thin-skinned*), стиле деформации таких областей. Поэтому модель их строения часто называют «*thin-skinned tectonic model*» или «аллохтонной тектонической моделью». Термин *thin-skinned structure* впервые применил Дж. Роджерс в 1963 г., однако образ поверхностного шарьяжеобразования возник еще в XIX в. у геологов, изучавших Юрские горы и Альпы.

Структурное несогласие или резкая дисгармония между чехлом и фундаментом в складчато-покровных областях связана, прежде всего, с их различными деформационными свойствами. Реологический контраст этих тектонических единиц позволяет чехлу деформироваться независимо от подстилающего фундамента. Присутствие в разрезе податливых горизонтов приводит к тому, что они являются концентраторами напряжений, т. е. деформация сосредоточивается именно в них, причем срыв осуществляется в направлении, субпараллельном оси максимального сжатия.

8.2.2. Условия формирования покровов-пластин

Роль деформационной среды. Мы уже знаем, что у толщи, испытывающей горизонтальное сжатие, есть два альтернативных пути развития: образование полной складчатости и формирование шарьяжей уже на раннем этапе деформации. Анализ механизмов структурообразования с позиций деформирования структурированных сред позволяет полагать, что, прежде всего, выбор пути зависит от деформационных свойств подвергающегося горизонтальному сокращению объема. В предыдущем разделе было показано, что для формирования складок продольного изгиба необходимо соблюдение как минимум одного из двух условий: наличия достаточно хорошего скольжения между слоями в слоистой толще либо наличия достаточно большого контраста вязкости чередующихся в разрезе слоев. Эти условия могут существовать в слоистой толще изначально или, при определенном строении толщи, достигаться на ранних стадиях деформирования. Вероятно, при иных условиях деформация горизонтального сжатия может начаться с образования надвигов. Такой тип деформации слоистых толщ исследовался экспериментально В. Г. Талицким и Н. В. Короновским (1991) в лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ. Слоистые образцы изготавливались из густой пасты каолиновой глины. В случае соблюдения условий, необходимых для складкообразования, деформация осуществлялась путем изгиба слоев в складки. В другой серии опытов контакты между слоями не смазывались маслом, так что слои были лишены возможности легко скользить друг по другу. При одностороннем сжатии образца деформация начиналась с зарождения зон надвигов под углом 40° к оси сжатия. В этих же экспериментах было показано, что если в образец ввести слой с вязкостью на порядок меньше вязкости глины (пушечную смазку), то секущие надвиги пересекают относительно вязкие пачки

и затухают в маловязком прослое, где происходят смещения вдоль поверхности облегченного скольжения. В опытах В. Г. Гутермана (1987) при одних и тех же условиях деформирования (гравитационное сползание по склону основания, многократно ускоренное с помощью центрифуги) получены различные структуры, что было обусловлено лишь разной реологией модельного материала. При небольшом контрасте вязкости между слоями и в целом высокой вязкости слоистой пачки развивались преимущественно чешуйчато-надвиговые дислокации. При наличии в маловязкой пачке тонких очень вязких слоев возникали коробчатые структуры. А при небольшом контрасте вязкости слоев и в целом невысокой общей вязкости формировались округлые складки.

Для областей развития покровов-пластин (внешние части горно-складчатых сооружений) характерны разрезы, состоящие преимущественно из переслаивания мало отличающихся по вязкости компетентных пород. В свете сказанного выше это необходимое условие для формирования пологих надвигов на самых ранних стадиях деформации.

Роль жесткого основания. Следует заметить, что в экспериментах В. Г. Талицкого и Н. В. Короновского амплитуда смещения вдоль поверхностей надвигов была невелика. Поэтому на основании их опытов можно сказать лишь, что вязкость, прочность и контраст вязкости природных толщ играют определенную роль в выборе пути эволюции слоистой толщи (складкообразование или надвигообразование). Но вряд ли они являются главными факторами. Что же еще влияет на способ деформации осадочной призмы? Если проанализировать различные эксперименты, в которых были воспроизведены шарьяжные структуры (Гутерман, 1987; Бокун, 2000; Mulugeta, 2002; и др.), то можно увидеть, что во всех опытах модельный материал залегал на твердом основании (дно прибора), по которому и осуществлялся срыв. Как уже говорилось, в складчато-покровных областях осадочный чехол умеренной мощности покоится на жестком кристаллическом фундаменте, который не вовлечен в деформацию. Типичные области развития полной складчатости («складчатые области») имеют другое строение. Здесь осадочный чехол имеет очень большую мощность, фундамент деформируется вместе с ним, а граница между этими тектоническими единицами порой распознается с трудом. В такой ситуации при горизонтальном сокращении чехла слои могут свободно изгибаться как вверх, так и вниз, и есть возможность для формирования равномерно заполняющих пространство антиклиналей и синклиналей. Напротив, в складчато-покровных областях относительно неглубоко залегающий жесткий фундамент будет препятствовать прогибанию синклиналей, и горизонтальное сокращение вынуждено реализоваться таким способом, при котором эти складки не формируются. Этот способ — срыв чехла с образованием серии надвигов; движение по ним сопровождается формированием лишь наднадвиговых антиклиналей.

Для подтверждения физической состоятельности этих предположений в лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ была проведена серия экс-

периментов (Фролова и др., 1997). Образцы из влажной глины со слабо выраженной слоистостью испытывали одностороннее сжатие. Один образец размещался на жестком дне прибора. Второй располагался в середине и был отделен как от нижнего образца, так и от поверхности прибора слоями поролона. В первом образце сформировались наползающие друг на друга шарьяжные пластины (рис. 8.3*а*), а во втором образце (рис. 8.3*б*), несмотря на предварительно сделанные косые надрезы, которые должны были спровоцировать надвигообразование, тем не менее возникла структура с преобладанием складчатых деформаций. На рис. 8.3*в* также показан образец, помещенный в середину прибора, но без каких-либо надрезов. Видно, что в нем образовались равномерно заполняющие пространство антиклинали и синклинали.

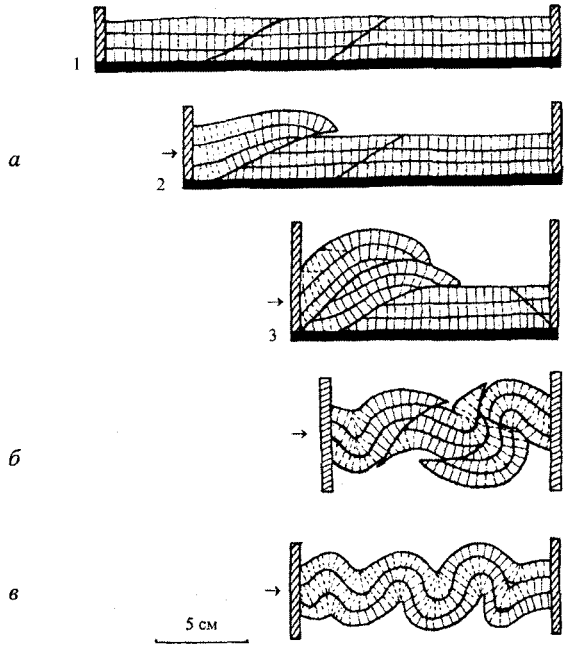


Рис. 8.3. Образование надвиговых и складчатых структур в опытах. *а* — образец с предварительными косыми надрезами, имитирующими смыкающие надвиги, помещенный на дно прибора: 1–3 – начальный вид и этапы деформации. *б* — такой же образец, помещенный в середину прибора. *в* — образец без косых надрезов, помещенный в середину прибора

Таким образом, физическое моделирование подтвердило предположение о том, что слоистая толща реагирует на горизонтальное сокращение двумя способами, а выбор пути ее развития зависит от возможности изгибания слоев в складки. Если такая возможность отсутствует (слишком близко находится жесткое основание, препятствующее прогибанию синклиналей), деформация с самого начала реализуется посредством движения по надвигам.

8.2.3. Структурные парагенезы складчато-покровных областей

Рассмотрим подробнее различные типы структур и их сочетаний, образующихся в процессе шарьяжеобразования, а затем кинематические принципы их формирования.

В складчато-покровных областях пакет пород над поверхностью срыва называется *шарьяжной, или надвиговой, пластиной* (*thrust sheet*) (рис. 8.4). Сверху такая пластина ограничена верхней поверхностью срыва или дневной поверхностью. Надвиговые пластины имеют конечную длину и ширину. У такой пластины выделяют *фронтальный край* (*leading edge*) и *тыловой край* (*trailing edge*). Эти понятия определяются по отношению к *направлению перемещения* этой пластины (это вектор в плоскости геологической карты, который показывает направление, в котором пластина перемещается на данном участке). Тыловой край обычно не обнажен. Фронтальный край может быть погруженным, но чаще выходит на дневную поверхность, поскольку, как уже говорилось выше, ступенчатая поверхность надвига постепенно повышается по направлению к краю платформы. Правда, во многих случаях фронтальные края надвигов эродированы. Кроме того, надвиговые пластины обладают определенными пределами прочности, которые зависят, в частности, от их литологии. При слишком больших размерах они не могут двигаться как монолитные тела. Надвиговые пластины ограничены с боков сдвигами или надвигами в латеральном направлении.

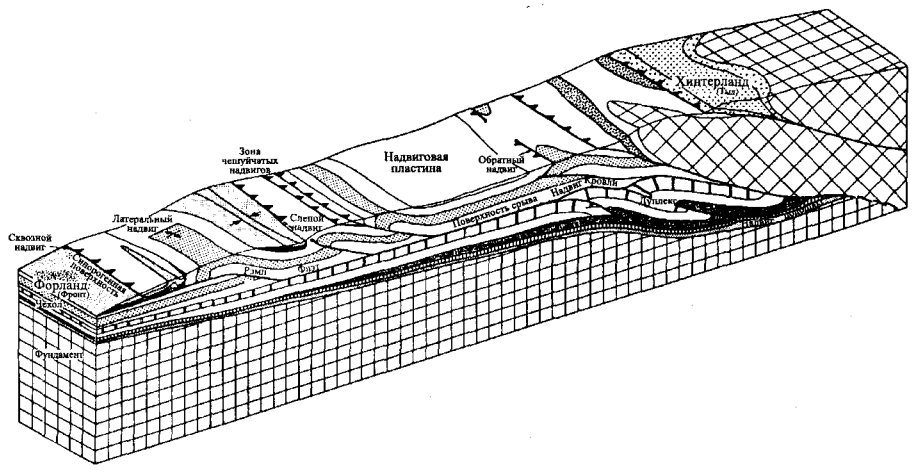


Рис. 8.4. Обобщенная схема складчато-покровной области, на которой показаны некоторые структуры, упоминаемые в тексте (по Д. Ж. Паору)

Кроме субгоризонтальных поверхностей срыва, в шарьяжных пластинах выделяют несколько типов секущих надвигов. Помимо уже рассмотренных надвигов, соединяющих нижнюю и верхнюю поверхности срыва (смыкающих),

существуют *слепые надвиги* (*blind thrusts*) (см. рис. 8.4). Они отходят от базальной поверхности срыва и постепенно затухают вверх. Если надвиги соединяют нижнюю поверхность срыва с синдеформационной дневной поверхностью, то они называются *сквозными* (*emergent thrusts*). Существуют также надвиги, наклоненные не к фронту, как все прочие, а к тылу шарьяжной пластины, они так и называются — *обратными* (*back thrusts*). Чаще всего они формируются на переднем крае пластины (см. рис. 8.4), но иногда наблюдаются и в других местах.

Выше уже говорилось, что в результате движения по надвигам образуются складки. Это устойчивый структурный парагенез складчато-покровных областей, хорошо видный на рис. 8.1 и 8.2. Складки образуются над смыкающими надвигами, над слепыми надвигами, и, наконец, имеются складки внутри пластины, не связанные с надвигами, а обусловленные локальным сжатием. Но прежде чем более подробно говорить о принципах формирования этих складок, нужно рассмотреть некоторые уже общепринятые представления о кинематике шарьяжеобразования.

8.2.4. Кинематика движения покровов-пластин

Геологи, занимающиеся изучением структуры в складчато-покровных областях, где производились нефтяные поисково-разведочные работы, уже достаточно давно подметили некоторые закономерности, которым подчиняется движение шарьяжей. Наиболее известны публикации П. Кинга (1960) и С. Дальстрома (1969), в которых они попытались сформулировать ряд так называемых «кинематических правил». Два из них, о *заложении основных надвиговых структур на ранней стадии деформационного цикла* и о *движении шарьяжей по лестничной траектории*, уже были рассмотрены выше. Еще одно важное правило говорит о том, что *развитие надвигов происходит поэтапно*. Это объясняется тем, что, в принципе, аллохтон не может бесконечно долго двигаться по одной ломаной поверхности, т. к. при этом увеличивается площадь соприкосновения алло- и автохтона, а тем самым и сила трения. Она в конце концов уравновесит внешнюю «шарьяжеобразующую» силу; в этом случае энергетически выгодно образование нового смыкающего надвига, ближе к фронту шарьяжной системы, а вместе с ним и новой ломаной поверхности. Для реконструкции складчато-покровных областей и создания их моделей очень важно, в каком порядке осуществляется движение по смыкающим надвигам. В основном хорошо задокументированное региональное развитие надвиговых деформаций происходит именно *от тыла к фронту шарьяжной системы* (прямая последовательность). И наконец, как уже говорилось, перемещение по надвигам влечет за собой *формирование антиклинальных складок*. Эти антиклинали определяют стиль структуры складчато-покровных областей, кроме того, они часто бывают погребенными и могут представлять собой структурные ловушки для залежей нефти и газа.

Поэтому интерпретация таких структур представляется важной как с теоретической, так и с практической точек зрения.

8.2.5. Складки в складчато-покровных областях

В этих областях встречаются три основных типа складок. **Первый тип** является самым распространенным. Это антиклинали, образующиеся над «коленом» или «ступенькой» сместителя. Впервые принцип их формирования был показан Дж. Ричем (1934), а затем подтвержден многими исследователями. Такие антиклинали были названы «рэмповыми» антиклиналями, а позже, в 1983 г., Дж. Зуппе дал им название *fault-bend-folds*, т. е. складки, связанные с изгибом поверхности сместителя. По-русски их лучше называть *наднадвиговыми антиклиналями.* Рассмотрим подробнее, как формируются такие антиклинали и какими характерными чертами они обладают.

Геометрическая модель такой складки представлена на рис. 8.5. В складчато-покровных областях весь разрез можно разделить на три толщи, которые ведут себя различно. Толща, находящаяся под нижней поверхностью срыва, неподвижна, часто в качестве такого автохтона выступает жесткий кристаллический фундамент. Средняя толща между двумя поверхностями срыва испытывает горизонтальное укорочение и перемещение. Толща, залегающая над верхней поверхностью срыва, такого горизонтального перемещения не испытывает, но пассивно изгибается под влиянием деформаций в средней толще. О том, какие силы действуют столь избирательно именно на среднюю толщу, будет сказано ниже. Смыкающий надвиг делит среднюю активную толщу на две трапеции — аллохтонную и автохтонную. Аллохтонную трапецию можно с помощью пассивных маркеров (меток) разбить на ряд вертикальных доменов различной высоты. При поступательном движении эти домены будут перемещаться по звеньям ломаной поверхности как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении, «приподнимая» при этом верхние слои. В результате образуется антиклинальная складка, высота которой постепенно увеличивается вместе с амплитудой шарьяжного перемещения до максимального значения, равного расстоянию между поверхностями межслоевого срыва. Ширина же этой складки в идеальном случае (при отсутствии трения) может расти неограниченно по мере продвижения аллохтона. На рис. 8.5 видно, что антиклиналь симметрична вопреки распространенным представлениям о неизбежной асимметрии сопровождающих надвиги складок. Угол наклона обоих ее крыльев равен углу наклона поверхности сместителя. Поскольку этот угол обычно не превышает угла скалывания для горных пород (не более 40°), то из этого следует, что такие складки всегда являются пологими.

Слои, залегающие над верхней поверхностью срыва, неизбежно испытывают поперечный изгиб под влиянием двигающегося вверх тела аллохтона (см. рис. 8.5), что приводит к образованию серий складок. Сформировавшиеся

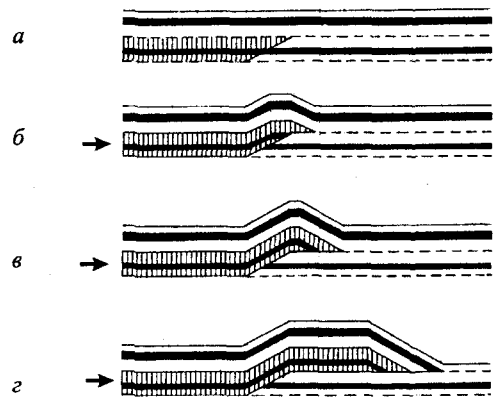


Рис. 8.5. Схема развития складки над смыкающим надвигом:
а–г — последовательные этапы деформации

таким образом складчатые системы часто обнаруживают выше надвиговых систем, хотя во многих случаях они подвергаются денудации. На рис. 8.6 показан вид структуры при денудационном срезе различной глубины.

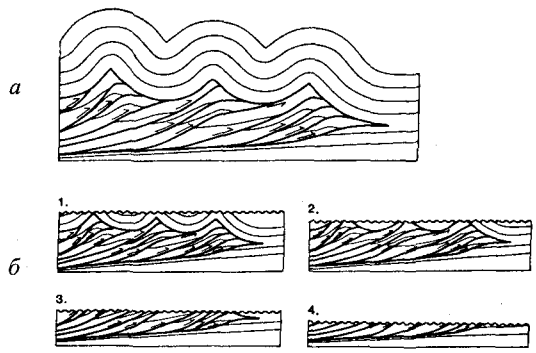


Рис. 8.6. *а* — складчатая область, расположенная поверх складчато-надвиговой области.
б — вид структуры при различных денудационных срезах (по П. Б. Джоунсу)

В рассматриваемых нами складчато-покровных областях существует и **второй тип** складок, развитый в парагенезе с надвигами. Эти складки обусловлены ростом кверху слепого чешуйчатого надвига (рис. 8.7). Иначе говоря, такие складки связаны с внутренним укорочением в теле пластины, которое реализовано вверху в виде складки, а внизу — в виде надвиговой чешуи. Дж. Зуппе и Д. Медведев (1984) предложили для этих складок термин «*fault-propagation folds*» (т. е. складки, связанные с развитием надвига), по-русски их можно называть *принадвиговыми складками*. В их формировании большую роль играет пластическая деформация. Хотя такие складки развиты достаточно широко, они не определяют структурный стиль складчато-надвиговых областей.

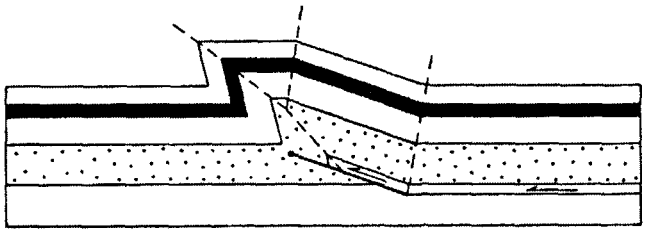


Рис. 8.7. Геометрическая модель принадвиговой антиклинали (по Дж. Зуппе)

Третий тип складок — мелкие складки в теле пластины — не являются обязательным членом складчато-надвигового парагенеза складчато-покровных областей. Обычно они расположены там, где подходящая по деформационным свойствам для образования складок толща или пачка испытывает локальное горизонтальное укорочение.

Для складчато-покровных областей наиболее характерно сочетание (парагенез) *ступенчатой поверхности сместителя* и *наднадвиговых складок*. Как образуется такая единичная складка, было показано выше. При продолжении движения шарьяжной пластины наднадвиговая антиклиналь сначала разрастается вкрест простирания как плосковершинная структура (см. рис. 8.5), а затем происходит формирование нового смыкающего надвига и новой ломаной поверхности. Начинает формироваться и новая наднадвиговая антиклиналь. Что же в этом случае происходит со «старой» антиклиналью, а заодно и с «отмершим» надвигом? Показано, что после образования нового смыкающего надвига расположенные позади него бывшие активные, а ныне неактивные надвиги включаются в аллохтон как пассивные элементы и испытывают последующую стадию деформации, при этом их крутизна увеличивается. Ранее образованные наднадвиговые антиклинали участвуют в строении более поздних, также деформируясь вместе с ними (рис. 8.8).

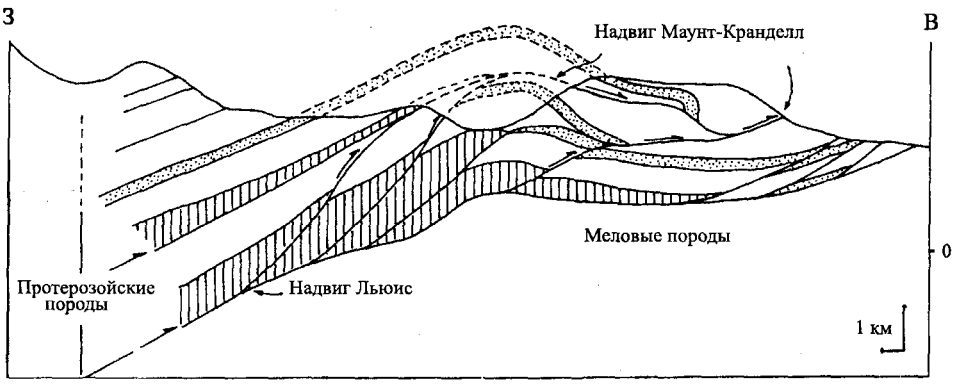


Рис. 8.8. Фрагмент складчато-покровной области в Канадских Скалистых горах. Видно увеличение угла наклона надвигов в тыловой части (по Р. Дугласу)

8.2.6. Шарьяжные системы

Последовательное формирование серии надвигов может привести к образованию *шарьяжной системы*. Понятие шарьяжных, или надвиговых, систем введено в литературу в 1982 г. С. Е. Бойером и Д. Эллиоттом. Это комплекс парагенетически связанных структур, включающий в себя разрывы, последовательно образовавшиеся над одной базальной поверхностью срыва, и тела, ограниченные этими разрывами.

Выделяют два основных типа шарьяжных систем (рис. 8.9):

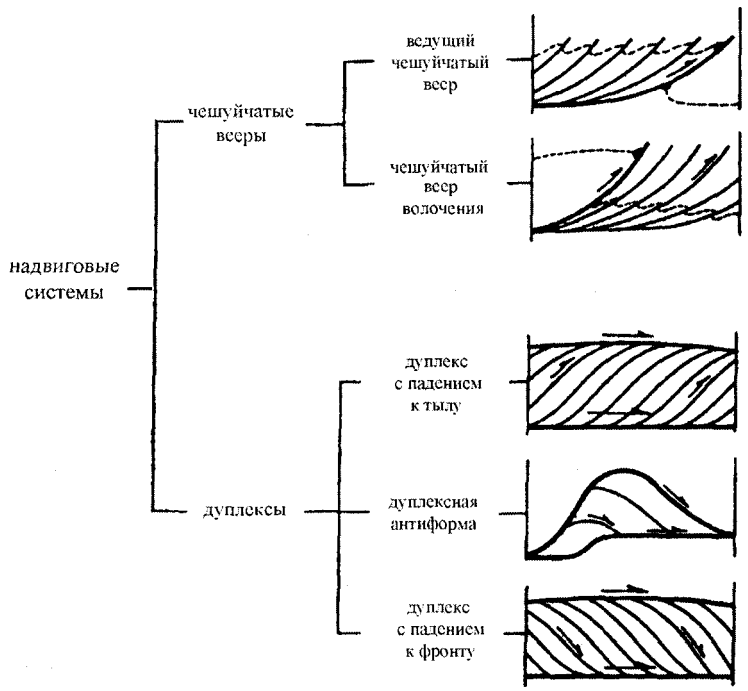


Рис. 8.9. Типы шарьяжных систем (по С. Е. Бойеру и Д. Эллиотту)

а) *чешуйчатый веер* (*imbricate fan*). В этой системе разрывы отходят вверх от одной поверхности срыва, но не соединяются на более высоком стратиграфическом уровне;

б) *дуплекс* (*duplex*). Он состоит из двух поверхностей срыва — верхней и нижней, соединенных серией смыкающих надвигов. Эти разрывы вместе ограничивают *дуплексные линзы* (англ. *horses* — «лошади») различной формы, залегающие друг на друге. В дуплексе нижняя поверхность срыва называется *надвигом подошвы* (*floor thrust*), а верхняя поверхность срыва называется *надвигом кровли* (*roof thrust*). Внешняя форма и внутреннее строение дуплексов могут быть весьма различными и зависят от относительных смещений по смыкающим надвигам.

Существуют также смешанные шарьяжные системы — так называемые «штабелированные» дуплексы (*stacked duplex*), в которых два или более дуплекса лежат один на другом, и *треугольные зоны* (*triangle zones*) (рис. 8.10), представляющие собой комбинацию дуплексов и обратных надвигов, о которых речь шла выше. Это название обусловлено треугольной конфигурацией надвигового фронта, ограниченного с трех сторон разрывами. Треугольная зона хорошо видна на рис. 8.1*а* в его правой части. Передний край надвиговой пластины как клин вдвигается в осадочный разрез (см. рис. 8.5, 8.6, 8.10) и поэтому обратный надвиг, ограничивающий этот клин, представляет собой фактически поддвиг. Здесь присутствуют не два элемента разной кинематики (прямой и обратный надвиги), а всего лишь один, который можно квалифицировать как «вдвиг» активной средней толщи между двумя пассивными (нижней и верхней).

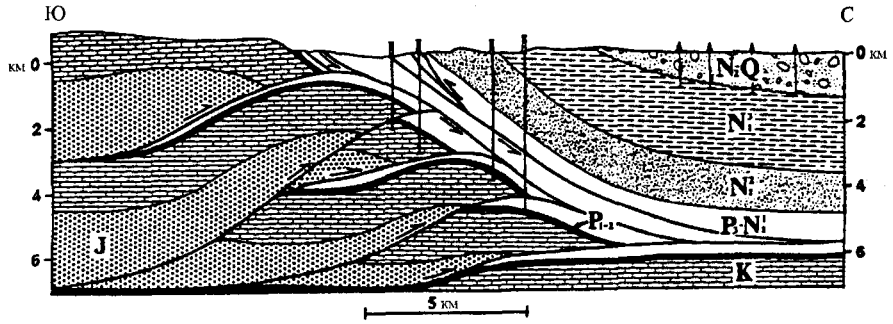


Рис. 8.10. Типичная треугольная зона с обратным надвигом на фронте. Северный Дагестан (по П. Б. Джоунсу и К. О. Соборнову)

8.2.7. Структуры шарьяжного парагенеза в физических моделях

Многие структуры шарьяжного парагенеза были получены в физических моделях. Рассмотрим результаты некоторых опытов, осуществленных в лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ (Фролова и др., 1997). Геологам до сих пор неизвестны многие физические параметры образования и движения шарьяжей, поэтому динамику этого процесса можно воспроизвести лишь частично. Поскольку эксперименты проводились на материале (влажной глине), реагирующем на нагрузку аналогично горным породам, постольку структурообразование протекало согласно правилам механики деформируемых сред. Кроме того, складчато-покровные области — это в большинстве случаев сложно построенные объекты, и пока представляется возможным ограничиться их сильно упрощенной и обобщенной моделью, о которой речь шла выше (см. рис. 8.5). В моделях нижней толщей («фундаментом») служила стенка прибора, средней — пачка эквивалентного материала, а верхней — поролон. «Вдвиг» одной весьма пластичной толщи (средней на рис. 8.5) внутрь

двух других и общее сокращение модельного образца реализовались с помощью давления бокового штампа.

Некоторые опыты уже были рассмотрены выше, когда речь шла о влиянии жесткого основания на выбор пути реализации горизонтального сокращения (см. рис. 8.3*а*). В разных опытах менялись вязкость глины, сила сцепления между слоями, характер вышележащей нагрузки. В одних случаях надрезы, имитирующие смыкающие надвиги, делались заранее, в других они возникали сами. После приблизительно двукратного горизонтального сокращения образцов сформировались типичные структуры шарьяжного парагенеза, весьма напоминающие природные. Примеры таких моделей показаны на рис. 8.11.

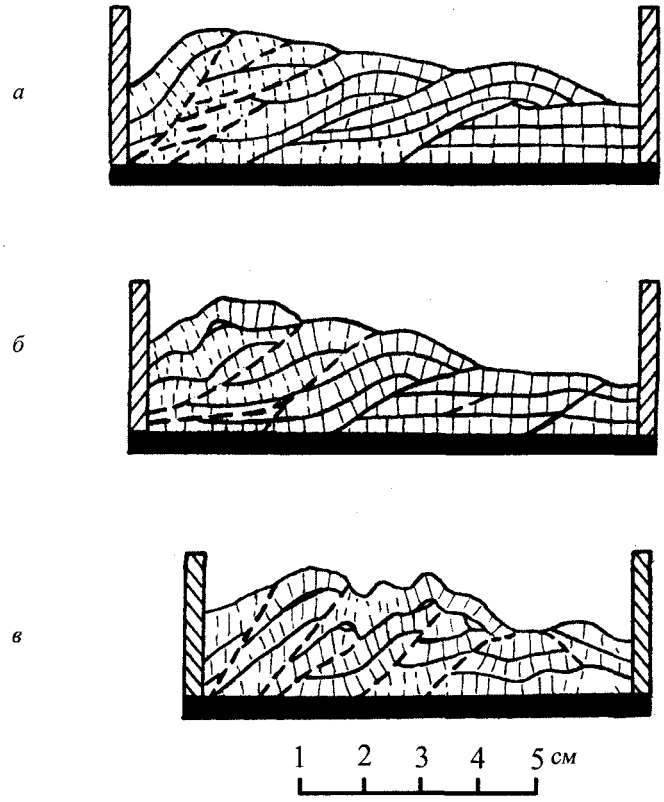


Рис. 8.11. Складчато-надвиговые структуры, полученные в экспериментах

В результате моделирования подтвердились все изложенные выше представления о характере движения шарьяжей (прямая последовательность перемещения по смыкающим надвигам, образование симметричных наднадвиговых антиклиналей над «ступенькой» сместителя, усложнение структуры при прогрессивной деформации, формирование обратных надвигов на фронте и т. д.).

Все это хорошо видно на рис. 8.3 и 8.11. Можно отметить еще две особенности надвигообразования, выявленные путем моделирования. Наднадвиговые антиклинали имеют не угловатую, как в геометрических моделях, а округлую форму, что, очевидно, более соответствует природе. Это связано со сглаживанием угла «ступеньки» в процессе движения. Кроме того, на стиль структуры большое влияние оказывает характер поверхностей облегченного скольжения между слоями: структуры, наиболее типичные для шарьяжей-пластин, образуются лишь при умеренном сцеплении между слоями (см. рис. 8.11*а, б*); при слабом сцеплении формируются складки внутри шарьяжных пластин (третий тип складок, описанный выше), часто возникают слепые надвиги, затухающие вверх в виде антиклинальной складки (см. рис. 8.11*в*). Таким образом, **физическое моделирование на эквивалентных материалах**, во-первых, позволяет объяснить, каким путем могут сформироваться характерные структуры складчато-покровных областей. Во-вторых, показывает некоторые особенности деформации, на которые нужно обратить внимание при изучении натурных объектов. В-третьих, позволяет проверить допущения, лежащие в основе кинематических моделей, о которых речь пойдет ниже.

8.3. КИНЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ШАРЬЯЖЕЙ

Существуют два вида моделей. Во-первых, **динамические** или физические, которые предполагают, что мы знаем действующие силы и задаем их. Однако в случае шарьяжеобразования наши сведения очень ограничены, поэтому настоящую динамическую модель этого процесса создать трудно. Во-вторых, **кинематические** модели, в которых мы задаем координаты некоторых точек и их движение. В случае шарьяжей это некоторые поверхности и перемещение по ним. Создать кинематическую модель гораздо проще, хотя и в этом случае приходится принимать множество допущений. Кинематическое моделирование, являясь чисто геометрическим, тем не менее очень полезно, поскольку позволяет видеть возможный последовательный путь формирования структур шарьяжного парагенеза и дает возможность исследовать некоторые параметры, определяющие конфигурацию этих структур.

8.3.1. Роль кинематического моделирования

Развитие методов кинематического моделирования было вызвано, в первую очередь, практическими нуждами — необходимостью структурных построений в погребенных участках нефтегазоносных складчато-покровных областей. В подобной ситуации геологи обладают лишь фрагментарными данными геологического картирования поверхности и бурения. По этим данным может быть нарисовано бесконечное многообразие конфигураций структур — складок и надвигов — под поверхностью земли. Однако важно построить геологический разрез, максимально приближенный к действительности, для про-

ведения поисковых работ в определенных структурах. Постепенно были созданы некоторые правила построения непротиворечивых геологических разрезов (они называются *сбалансированными*) через складчато-покровные области. Первое требование, предъявляемое к этим разрезам, — сохранение первоначальной площади поперечного сечения толщ горных пород, т. е. мощность каждого слоя должна оставаться постоянной, а слои, показанные на разрезе, должны быть равной длины. Геологические наблюдения подтверждают, что действительно деформация во многих складчато-покровных областях происходила без заметного изменения объема, а слоистость как не увеличивается в мощности, так и не становится заметно тоньше в течение деформации. Второе требование — «согласованность смещения». Этот кинематический принцип, считающийся главным при построении сбалансированных разрезов, был сформулирован С. Дальстромом (1969) и гласит, что величина смещения, измеренная вдоль любого разрыва, должна оставаться постоянной при сохранении объема горных пород. Если же амплитуда смещения отличается в разных местах одного и того же разрыва, необходимо дать интерпретацию этому факту и внести коррективы в разрез. Например, могла произойти замена разрывообразования складкообразованием или замещение единого разрыва серией чешуйчатых надвигов.

Оба эти требования — постоянство площади и согласованность смещения — могут быть проверены с помощью определенных методов, позволяющих вернуть слои в их первоначальное недеформированное состояние (т. е. построить так называемый «*реставрированный*» разрез). Однако эти методы весьма трудоемки, и поэтому были предложены компьютерные кинематические модели структурообразования в складчато-покровных областях, которые сильно облегчают построение сбалансированных разрезов.

8.3.2. Компьютерное моделирование

Существуют два пути, по которому может идти компьютерное моделирование.

Первый путь — это кинематическое моделирование структурообразования конкретного региона на базе уже имеющихся данных о его структуре (геологических разрезов, составленных по полевым материалам, временных сейсмических разрезов, данных бурения скважин и др.). Такое моделирование как раз и является непременной составной частью балансирования геологических разрезов.

Второй путь — это моделирование абстрактного структурообразования, не привязанного к какому-либо конкретному региону, т. е. моделирование процесса как такового. Это полезно для понимания процесса становления сложной структуры шарьяжных систем и для целей их классификации. Последняя является очень важным инструментом познания и описания множества объектов в геологии (например, известная классификация складок). Однако классификацию структур

шарьяжного парагенеза создать гораздо труднее, т. к. ее объектом служит либо ограниченное число чаще всего плохо обнаженных фрагментов складчато-покровных областей, либо также ограниченное число их простейших геометрических моделей. В этом случае можно воспользоваться компьютерным моделированием, достоинством которого является возможность и доступность «перебора» результатов по возможным величинам основных параметров.

За рубежом наиболее известной моделью, применяющейся для построения сбалансированных разрезов через складчато-покровные области, является модель П. Б. Джоунса (1987). Однако ее программа является недоступной, поэтому в лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ была создана оригинальная модель (Гончаров, Фролова, 1995), базирующаяся на тех же представлениях и допущениях, а именно на рассмотренных выше «кинематических правилах» и представлении о неизменности площади всех слоев и пачек во время их смещения. Кроме того, используется верное лишь в первом приближении допущение о том, что каждый элементарный объем или домен в процессе шарьирования испытывает одинаковое смещение в горизонтальном направлении, как это показано на рис. 8.5. Собственно, сам принцип моделирования и основан на геометрической модели, изображенной на этом рисунке, с той разницей, что ломаная поверхность (в вертикальном сечении — линия), по которой происходит перемещение аллохтона, была аппроксимирована непрерывной гладкой функцией, выраженной в аналитической форме. Это значительно упростило составление компьютерной программы и, возможно, судя по результатам физических экспериментов, в большей степени соответствует природе. Вертикальные домены (трапеции), на которые разбита вся площадь аллохтона, перемещаются по неизменной подошве аллохтона, сохраняя при этом свою ориентировку и длину (рис. 8.12). На экране монитора виден весь процесс последовательного движения и возникает изображение структур, формирующихся на каждом этапе (рис. 8.13).

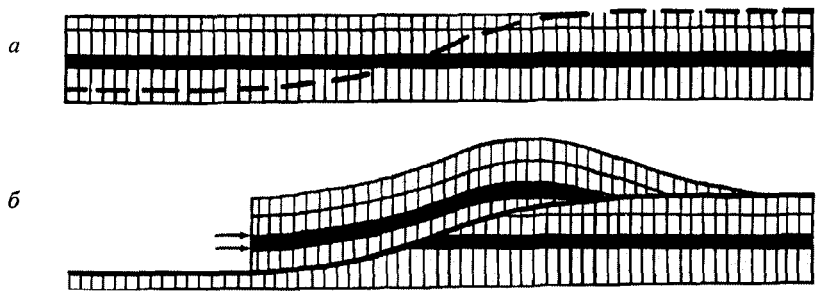


Рис. 8.12. Принципиальная схема перемещения аллохтона вдоль сместителя, состоящего из двух поверхностей межслоевого срыва и соединяющего их смыкающего надвига. Потенциальная поверхность сместителя (*а*) — штриховая линия, реализованная поверхность (*б*) — сплошная. Вертикальные линии — маркеры — границы условных доменов

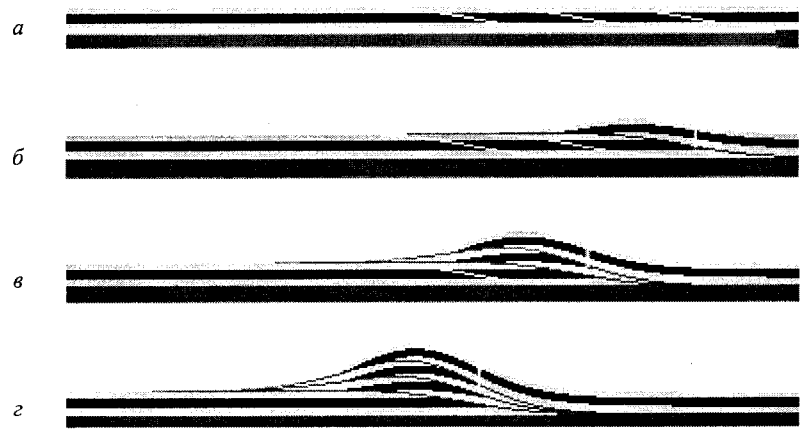


Рис. 8.13. Компьютерная модель последовательного формирования складчато-надвиговой структуры (дуплекса) с тремя смыкающими надвигами; *а–г* — этапы деформации

В программе могут меняться следующие **параметры**: а) количество смыкающих надвигов, соединяющих нижнюю поверхность межслоевого срыва с верхней; б) угол падения каждого из этих надвигов; в) горизонтальное расстояние между соседними надвигами; г) горизонтальная амплитуда перемещения аллохтона на каждом этапе, на котором «активизируется» один из надвигов при пассивности всех остальных; д) расстояние между нижней и верхней поверхностями межслоевого срыва.

С помощью компьютерного моделирования можно решать два типа задач. **Прямая задача** — это прогнозирование структуры, получаемой при выполнении некоторых начальных условий. Меняя значения перечисленных выше параметров, можно создать огромное количество разнообразных дуплексов. Один из вариантов решения прямой задачи, позволяющий получить разумное количество дуплексных структур для создания основы их морфологической классификации, разработан авторами настоящего учебного пособия (Гончаров, Фролова, 1995). При разработке модели было решено ограничиться двумя поверхностями межслоевого срыва с постоянным расстоянием между ними и тремя смыкающими надвигами с одинаковым углом их наклона (30°), соответствующим среднему значению угла скалывания для горных пород. Каждому из пяти переменных параметров (а это два расстояния между тремя смыкающими надвигами и три величины смещения по каждому из них) было задано лишь по три значения: малое — равное расстоянию между поверхностями срыва (s), среднее ($2s$) и большое ($3s$). Если путем комбинаторного анализа перебирать все возможные сочетания этих параметров, в итоге получается $3^5 = 243$ различных дуплекса. Легко видеть, при каком отношении амплитуды смещения

к расстоянию между поверхностями срыва они возникают. На рис. 8.13 и 8.14 показаны некоторые полученные в этой модели, но уже известные в литературе под собственными наименованиями типы дуплексов. Так, дуплексы в виде «антиформного штабеля или кипы» (*antiformal stack*) (см. рис. 8.13) образуются в случае, если амплитуда перемещений по смыкающим надвигам соизмерима с расстоянием между ними. Дуплексы с ровной кровлей (*normal duplex*) формируются, если смещение в два раза меньше, чем расстояние между надвигами (рис. 8.14*а*), а дуплексы с изолированными антиклиналями — если смещение меньше втрое (рис. 8.14*б*). На рис. 8.14*в* приведен еще один пример полученного в моделях типа дуплекса.

Следует заметить, что построение описанных кинематических моделей было в принципе невозможно в «докомпьютерную эру». Вероятно, именно этим обстоятельством можно объяснить примитивность классификаций шарьяжных структур по сравнению с давно и хорошо развитыми классификациями складчатых структур. Последние могут быть легко воспроизведены в виде простых рисунков и даже «на пальцах». Достаточно вспомнить классификации складок по наклону осевой поверхности (прямые, наклонные, опрокинутые, лежачие и перевернутые), по степени сжатости (открытые, закрытые, сжатые и изоклинальные), по форме замка (остроугольные, дуговидные и коробчатые) и по другим параметрам. В описанном же простейшем случае классификации шарьяжных структур по пяти параметрам без помощи компьютера обойтись невозможно.

Получаемые при компьютерном моделировании легко воспринимаемые «картинки» могут сослужить также хорошую службу для решения задачи «распознавания образов». Это является полезным как для полевых исследований, так и для интерпретации буровых данных и дешифрирования временных сейсмических разрезов.

Моделирование позволяет решать и **обратную задачу**. Если имеется схожесть между реальной структурой и структурой, полученной при моделировании, то можно предположить, что, во-первых, реальная структура могла быть получена тем же путем, а, во-вторых, ее начальные параметры были такими же, как у модели. Но при этом надо учитывать, что некоторые допущения точны лишь в первом

Рис. 8.14. Некоторые типы дуплексов, полученные с помощью компьютерного моделирования

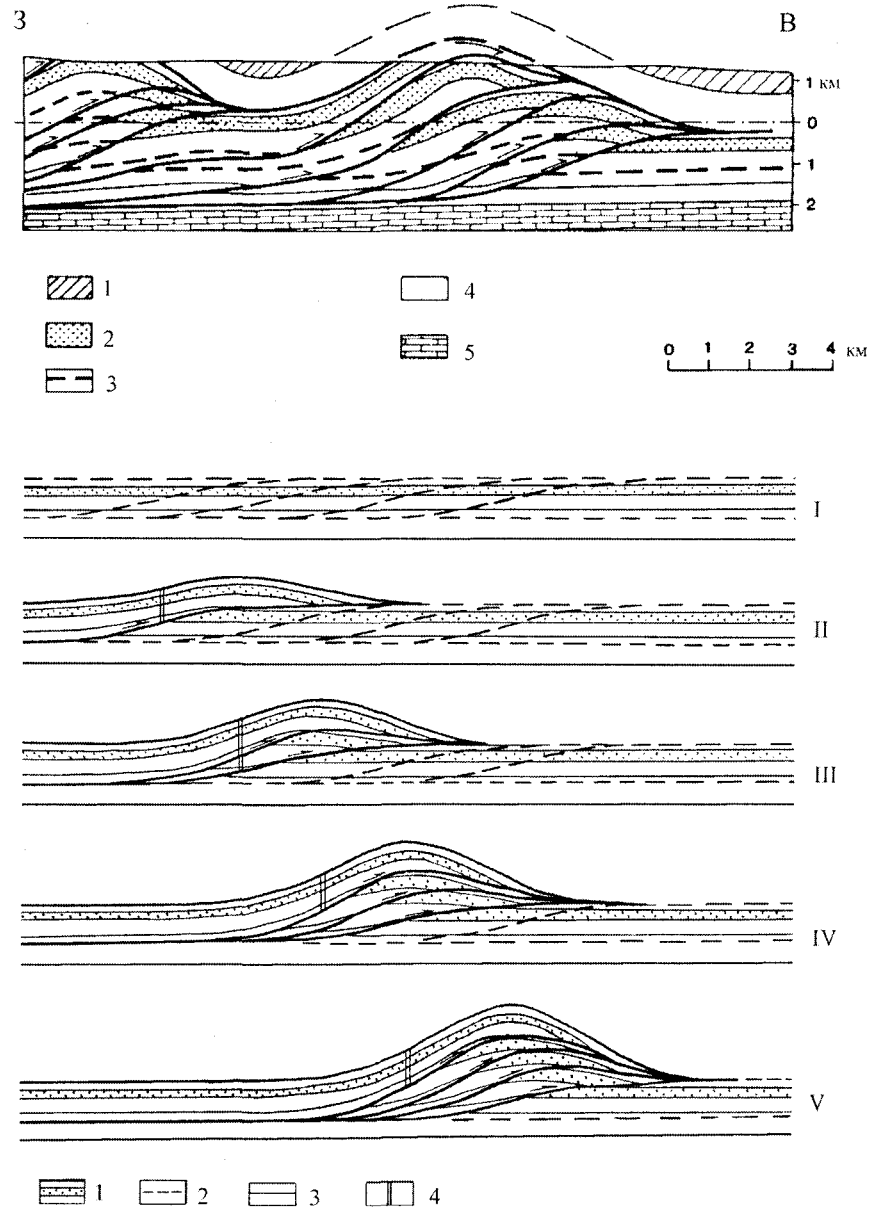


Рис. 8.15. Компьютерная реконструкция одной из типичных шарьяжных структур Канадских Кордильер: *а* — исходный геологический разрез (по П. Б. Джоунсу): 1 — палеоген-неогеновые отложения, 2 — верхняя свита верхнего мела, 3 — нижняя свита верхнего мела с маркирующим горизонтом песчаника, 4 — отложения юры — нижнего мела, 5 — палеозойский фундамент); *б* — реконструкция с последовательной (I–V) активизацией четырех смыкающих надвигов (1 — маркирующие горизонты, 2 — потенциальные поверхности сместителей, 3 — реализованные поверхности сместителей, 4 — условный маркер, перемещающийся вместе с шарьяжем для регистрации амплитуды горизонтального смещения)

приближении, а также, что иногда морфологически сходные структуры могут образоваться разными способами (так называемое явление конвергенции).

Кинематическое моделирование на ЭВМ показало, что с его помощью можно воспроизвести многие структуры складчато-покровных областей. На рис. 8.15 показан разрез через фрагмент Кордильер и его компьютерная модель, включающая и реставрированный («ретродеформированный») разрез.

Таким образом, результатами компьютерного моделирования можно пользоваться, во-первых, для построения сбалансированных разрезов через складчато-покровные области, причем построения получаются более точными, т. к. балансирование происходит на бесконечном числе промежуточных этапов. Во-вторых, моделирование постепенно развивающегося процесса движения по надвигам помогает понять эволюцию структуры складчато-покровных областей, объяснить ряд особенностей их строения, а также классифицировать различные типы дуплексов.

8.4. ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ ПОКРОВОВ

Происхождение покровов представляет собой сложную проблему. Различные точки зрения и гипотезы обсуждаются с начала прошлого века. С тех пор мало что изменилось, разве что по-другому трактуется общая тектоническая ситуация покровообразования в связи со сменой парадигмы в геотектонике. Высказывались в основном четыре предположения.

1. Очень распространенной в прошлом была точка зрения о гравитационном происхождении покровов. Обычно, когда говорят о собственно **гравитационных покровах**, подразумевают скольжение надвиговых пластин с поднятия по наклонной плоскости, что предполагает наличие приподнятого рельефа (позже такой рельеф мог быть и уничтожен). Следствием гравитационного скольжения должно быть обязательное существование области растяжения в тылу шарьяжей. Можно предполагать также образование, по крайней мере местами, достаточно хаотичной структуры; часто должна встречаться ситуация, когда более древние слои залегают на более молодых. Действительно, на тыловом краю надвиговых систем часто отмечаются структурные формы отрыва. Но если говорить только о покровах-пластинах, то они являются геометрически достаточно правильными. Самым уязвимым местом этой точки зрения является то, что орогенез, который и должен порождать гравитационный механизм, часто наступает после главной фазы шарьяжеобразования. Второе существенное противоречие заключается в том, что вертикальная составляющая перемещения аллохтона часто направлена не вниз (в соответствии с действием силы тяжести), а вверх, о чем говорилось в предыдущем разделе. В связи с этим гравитационное скольжение, которому в более ранних работах приписывалась главная роль, теперь рассматривают как вторичный фактор, включающийся иногда на поздних стадиях перемещения покрова. В части I пособия было показано, что «гравитацион-

ные» покровы (покровы гельветского типа) по существу являются лишь крайним членом в последовательности размеров перемещаемых вниз по склону изолированных геологических тел: покровы → олистоплаки и олистолиты → глыбы → валуны и далее весь спектр обломочных частиц, от псефитов до пелитов.

2. Вторым чаще всего выделяемым по генезису типом покровов являются **компрессионные**, под которыми понимаются покровы, обусловленные субгоризонтальным сжатием. Первоначальная классическая концепция альпийских шарьяжей была связана с теорией контракции (уменьшением радиуса Земли). Предполагалось, что в результате контракции происходит сближение континентальных или платформенных массивов (Э. Зюсс, А. Гейм, Э. Арган, Л. Кобер). Позже горизонтальное укорочение стали рассматривать в рамках тектоники литосферных плит, считая, что покровы формируются в результате горизонтального сжатия между сближающимися плитами (на их конвергентных границах).

Многие структуры, свойственные складчато-покровным областям, действительно, как это показывают различные эксперименты, могут образоваться в результате внешнего одностороннего бокового давления штампа (тела) на слоистый образец (см., например, рис. 8.3*а*, 8.11). Однако возникают два вопроса.

1. Всегда ли в природе можно отыскать конкретное тело, передающее давление?

2. Наблюдается ли соответствие между модельными и натурными структурными парагенезами?

Некоторые исследователи считают, что горизонтальное сжатие может быть вызвано **надвиганием** плиты. Так, К. Сейферт (1991) предполагает, что в процессе столкновения Северной Америки и Гондваны перемещение последней по поверхности североамериканской континентальной окраины создавало региональную сжимающую силу подобно тому, как это происходит при работе бульдозера. Таким образом была создана область приповерхностной деформации (складчато-покровная область) в Южных Аппалачах. Однако тот же К. Сейферт говорит, например, о том, что данных, подтверждающих существование подобной плиты в районе Кордильер во время формирования там складчато-покровной области, нет. Следовательно, не всегда можно найти тело, передающее давление.

Что касается второго вопроса, то очевидно, что при боковом давлении в тыловых частях складчато-покровных областей должны иметь место интенсивные деформации горизонтального сжатия, например складки, взбросы, повышенная трещиноватость, что, собственно, и отмечалось в ряде опытов (см., например, рис. 8.3*а*). Однако в природе, напротив, у областей этого типа тыловые части обычно представлены впадинами, обладающими признаками растяжения. Все это противоречит гипотезе компрессионного происхождения шарьяжей.

Проблема, которая сразу же встала перед сторонниками как гравитационных, так и компрессионных шарьяжей, — реальная возможность значительного

перемещения огромных надвиговых пластин по наклонным или субгоризонтальным поверхностям. Решение этой проблемы в первом приближении сводится к решению физической задачи о бруске, находящемся на наклонной плоскости.

Рассмотрим простейший случай — брусок лежит на горизонтальной поверхности. Для того чтобы он пришел в движение, внешняя сила должна преодолеть силу трения $F_{fr} = \mu F_p$, где μ — коэффициент трения, F_p — сила нормального давления, в данном случае — вес тела.

Размер и вес надвиговой пластины можно оценить достаточно точно, но, к сожалению, о коэффициенте трения между ней и поверхностью подстилающих пород известно слишком мало. Если пользоваться его предполагаемыми значениями для горных пород в сухом состоянии, то расчетное сопротивление перемещению оказывается слишком большим, и для того, чтобы сдвинуть пластины с места, требуется огромная сила. С другой стороны, значительная сила может превысить прочность пластины, и она не сможет двигаться в виде монолитного блока.

Для пластины, движущейся вниз по наклонной плоскости под действием собственного веса, можно рассчитать минимальный угол, при котором начнется скольжение блока. Этот угол оказался неправдоподобно высоким (около 30°) и никогда не был задокументирован в изученных покровах.

Однако в природе шарьяжные пластины все же перемещаются, а это значит, что сила трения гораздо ниже предполагаемой. Она может уменьшиться двумя путями: либо снижением коэффициента трения вследствие наличия так называемой «смазки» вдоль поверхности скольжения, либо снижением нормального давления на эту поверхность. Следует заметить, что, несмотря на значительную амплитуду перемещения, крупные зоны дробления в покровах обычно не встречаются, а поверхности, по которым происходит субпослойное движение, приурочены обычно к таким маловязким горизонтам, как глины, глинистые сланцы, гипс или эвапориты. В них легко происходит внутреннее скольжение.

Всеобщей поддержкой пользуется точка зрения М. Хаберта и У. Руби, которые пришли к выводу о существовании аномально высокого давления растворов, содержащихся в порах горных пород. Такое давление действительно известно во многих осадочных бассейнах земного шара. Поровое давление повышается из-за того, что вода, выделяемая горными породами во время диагенеза и начального метаморфизма, не находит выхода, о чем говорилось в части I книги. Это относится в основном к слабопроницаемым глинистым породам. Поровое давление может повышаться очень существенно, почти до давления, обусловленного весом пород, расположенных выше по разрезу. Высокое давление флюидов создает силу плавучести, противодействующую, по крайней мере частично, нормальному давлению, создаваемому вышележащей толщей пород, находящейся над плоскостью разлома. Таким образом,

сила, требуемая для приведения блока в движение, существенно уменьшается, либо также существенно уменьшается угол наклона, при котором возможно гравитационное скольжение. Расчеты показывают, что очень крупные пластины могут сползать при уклоне всего в 1–2°, если поровое давление составляет более 80 % давления вышележащей покрышки (Hubbert, Rubey, 1959).

В легкорастворимых эвапоритах механизмами смазки может служить диффузия по границам зерен, как это происходит при растворении под давлением, а также, вероятно, дислокационная ползучесть.

3. Ряд исследователей полагают, что покровы связаны с глубинным **поддвигом**. Эта точка зрения появилась после предложенного О. Ампферером представления о конвекционных токах в мантии. При этом покровы трактовались как оставшиеся на месте приповерхностные пластины вещества литосферы, под которые «подползали» ее соседние участки, «заглатываемые» нисходящим потоком мантийного вещества. Многие современные авторы полностью принимают такой механизм. В. Е. Хаин и М. Г. Ломизе (1995, с. 399) пишут: «Решающее значение в образовании покровов скалывания (покровов-пластин. — *Примеч. авт.*) имеют глубинные поддвиги гранитно-метаморфического фундамента под относительно рыхлый чехол осадочных пород, наваливающийся на фронт глубинного поддвига. Этот механизм был предложен О. Ампферером в 1906 г.». Здесь имеется в виду поддвиг фундамента платформ под осадочный чехол бывшей пассивной континентальной окраины, предположительно происходящий в зонах коллизии. Считается, что покровы развиваются и в зонах субдукции, где осуществляется поддвиг океанских плит под островодужные или континентальные плиты.

При пододвигании, так же как и при надвигании, осуществляется горизонтальное сокращение геологических тел, и некоторые исследователи считают, что эти обстановки кинематически и механически абсолютно идентичны. Однако это не совсем так. Если активным является автохтон, формирование секущих надвигов в шарьяжных системах должно происходить не в прямой последовательности (от тыла к фронту такой системы), как это происходит в природе и экспериментах, а в обратной. Следует также учитывать, что надвигание осуществляется вблизи земной поверхности, а пододвигающаяся пластина должна преодолеть значительное сопротивление, оказываемое глубинными массами горных пород. Противоречие заключается также в том, что складчато-покровные сооружения обладают дугообразной формой с центробежной вергентностью (от центральных частей к периферии), и возникает проблема поддвига континентальной литосферы одновременно в разных направлениях.

Как при надвигании, так и при пододвигании горизонтальное укорочение геологических тел сопровождается **скашиванием** в крупном масштабе, хотя лишь немногие прямо пишут об этом. Но, например, еще Л. У. де Ситтер (1960), анализируя развитие Апеннин, пришел к выводу, что окончательная конфигу-

рация бассейна в целом представляет собой результат поля напряжений, медленно поворачивающихся от слегка наклонного положения к более резко наклонному.

4. Покровы связаны с **латеральным растеканием** (расползанием) земной коры в районах поднятий. Этот вариант отличается от первого варианта («гравитационные» покровы) тем, что он предусматривает смещение аллохтона полого вверх. Такая трактовка обстановки формирования покровов является весьма распространенной и в различных вариантах уже очень давно предлагается многими исследователями. Так, по Р. В. ван Беммелену, мантийные астенолиты, вызывающие крупные поднятия земной коры, могут растекаться в стороны, и это объясняет перемещение покровов на очень большое расстояние.

Экспериментально латеральное растекание впервые было изучено В. Х. Бухером (1956, 1962). В его опытах вспученный воск расползался в стороны и давил на прилегающие к нему слои, вследствие чего те деформировались посредством надвиго- и складкообразования. Позже Х. Рамберг (1970) при моделировании с помощью центрифуги получил шарьяжи, движущиеся под влиянием силы тяжести горизонтально или даже вверх вдоль твердого фундамента. В. В. Белоусов (1985), опираясь на результаты экспериментов Х. Рамберга, выделил тип «*покровов растекания*». С помощью этого механизма Р. Прайс (1971) объяснял особенности надвиговых структур в Скалистых горах Канады, а Д. Эллиот (1976) произвел для того же процесса некоторые численные расчеты. К. Сейферт (1991) предположил, что развитие шарьяжей во внешней части Кордильер связано с латеральным растеканием земной коры от региона с ее повышенной мощностью и с повышенным метаморфизмом во внутренних частях складчатого пояса к районам с пониженной мощностью коры.

Все исследователи, связывающие формирование покровов с расползанием или растеканием горных масс, отмечают, что такое движение связано с уменьшением гравитационного потенциала, обусловленного опусканием центра тяжести горных масс. В экспериментах Х. Рамберга сила тяжести действовала в обстановке инверсии плотности, т. е. он моделировал конвекцию (ограниченную, называемую раньше диапиризмом, см. часть I пособия). Х. Рамберг подчеркивал, что тектонические эффекты диапирового всплывания основания, гравитационного проседания и расползания представляют собой важные явления в орогенных областях. К гипотезе о латеральном растекании примыкает точка зрения отдельных исследователей, которые допускают, что в осевых зонах дивергентных складчатых поясов происходят процессы расширения земной коры, с которыми сопряжены процессы сжатия в более внешних частях пояса, и это служит причиной образования покровов.

Таким образом, гипотеза латерального растекания отражает существование восходящего, нисходящего и горизонтального (латерального) тектонических, компенсирующих друг друга потоков в упомянутых областях. В ней преодолено большинство противоречий, указанных выше для других точек зре-

ния, например наличие области растяжения в тылу покровов; необходимость поиска конкретного тела, осуществляющего давление на тыловые части надвиговых пластин; не встает вопрос о том, как надвиговая пластина, обладающая сравнительно небольшой прочностью, передает напряжения на большие расстояния; для движения надвиговой пластины не требуется отрицательного уклона поверхности, что хорошо согласуется с геологическими наблюдениями, согласно которым большинство шарьяжных пластин движется не вниз, а вверх. Тем не менее обсуждаемая гипотеза является только общим представлением, которое объясняет лишь отдельные аспекты формирования складчато-покровных областей и не вписывает этот процесс в более крупномасштабные события.

В настоящее время наиболее полной, и к тому же численной, является модель, предложенная М. А. Гончаровым (1993), который рассматривает процесс формирования шарьяжей в рамках концепции компенсационной многоярусной и иерархической геодинамики. По М. А. Гончарову, астеносфера и литосфера в зонах повышенного теплового потока, например в зонах субдукции и коллизии, участвуют в двухъярусной конвекции. Здесь верхняя геосфера представлена верхней корой, в то время как нижняя геосфера включает в себя астеносферу, надастеносферную мантию (мантийную литосферу) и нижнюю кору. Простейшая математическая модель двухъярусной конвекции изображена на рис. 8.16.

В удлиненной по горизонтали ячейке верхнего яруса горизонтальные движения преобладают (по амплитуде) над вертикальными. Горизонтальные движения происходят с существенным вертикальным градиентом, способствующим тектоническому расслаиванию и формированию шарьяжей. В тыльной части верхнего горизонтального тектонического потока господствует обстановка горизонтального растяжения, а в его фронтальной части — горизонтального сжатия. В верхнем ярусе формируются поднятия и впадины, а в нижнем — соответствующие им «корни» и «антикорни». На этом рисунке видно, что упомянутые сжатие и растяжение развиваются на фоне общего горизонтального сдвига в горизонтальной плоскости (обстановка скашивания). Существование этой обстановки позволяет понять, почему вышележащие толщи перемещаются на большее расстояние, чем нижележащие, и каким образом происходит тектоническое расслаивание и срыв вышележащих толщ относительно нижележащих. Напомним, что в природе аллохтонный осадочный чехол смещается от центра к периферии складчатой области относительно автохтонного фундамента, что наиболее отчетливо проявлено в Северо-Американских Кордильерах. Эта же обстановка была воспроизведена в вышеописанных физических моделях шарьяжеобразования.

Можно видеть, что в модель М. А. Гончарова вполне укладываются и приведенные выше представления о «латеральном растекании коры с повышенной мощностью». Здесь восходящий вертикальный тектонический поток обязательно компенсируется поверхностным горизонтальным потоком (что также

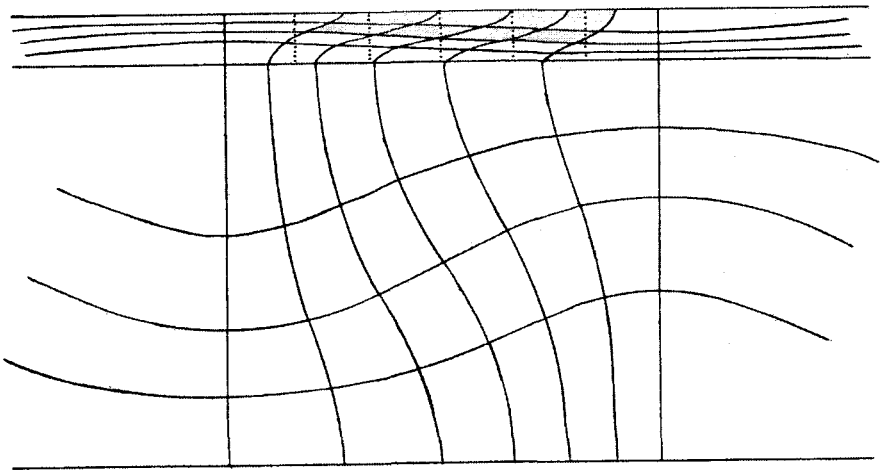


Рис. 8.16. Простейшая численная модель двухъярусной компенсационной организации тектонического течения в тектоносфере. Искривленные линии первоначально образовывали ортогональную сетку; первичное вертикальное положение линий этой сетки в верхнем ярусе показано пунктиром; заштрихована область возможного формирования шарьяжей (по М. А. Гончарову)

показано на рис. 8.16). Рассмотренная модель объясняет все особенности формирования и строения складчато-покровных областей, включая и их дугообразность с центробежной вергентностью.

Подводя итог вышесказанному, можно сделать следующие выводы. Нельзя подразделять шарьяжи на гравитационные и компрессионные. Все зависит от масштаба, в котором мы рассматриваем шарьяжеобразование. В узком смысле, как показано выше, чисто компрессионные шарьяжи не должны существовать. В широком смысле все шарьяжи можно назвать компрессионными (структурами горизонтального сжатия), так как с их помощью реализуется горизонтальное укорочение коры.

В узком смысле гравитационный механизм (как скольжение пластин вниз по наклонной плоскости) имеет ограниченное значение. В широком смысле все шарьяжи можно отнести к гравитационным, так как процесс конвекции, в рамках которого Х. Рамберг, В. В. Белоусов, М. А. Гончаров и некоторые другие исследователи рассматривают формирование шарьяжей, связан именно с силами гравитации. Но поскольку термин «гравитационные шарьяжи» понимается чаще всего в узком смысле, в целом шарьяжи можно было бы назвать «*компенсационными*» структурами. Они формируются в обстановке сочетания разнонаправленных компенсирующих друг друга вертикальных и горизонтальных (преобладающих) движений вещества земной коры с растяжением в области восходящего потока (в тылу шарьяжей) и сжатием в их фронтальной части. Все это происходит в условиях горизонтального сдвига в горизонтальной плоскости (скашивание).

Часть III

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ И ПОРОЖДЕННЫХ ИМИ СТРУКТУРНЫХ ПАРАГЕНЕЗАХ

Глава 9

ПАРАГЕНЕЗ РИФТОВЫХ ДОЛИН И ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ СРЕДИННО-ОКЕАНСКИХ ХРЕБТОВ КАК ПРИМЕР СОЧЕТАНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ МЕХАНИКИ СПЛОШНОЙ СРЕДЫ И МЕХАНИКИ СТРУКТУРИРОВАННОЙ СРЕДЫ

Геологам иногда приходится сталкиваться с явлениями, не укладывающимися в общепринятые схемы, такими как «запрещенная» ориентировка разрывов со смещением, или эффект деформации структурированной среды. Выше мы отмечали, что трещины или разрывы скалывания возникают под острым углом к оси максимального сжатия, однако достоверно известны зоны сдвигания разного масштаба, расположенные субпараллельно оси растяжения. В качестве примера можно привести такие известные структурные формы, хотя и находящиеся на противоположных концах ранговой иерархии, как кливаж в складчатых областях и трансформные разломы срединно-океанских хребтов. Мы уже говорили выше, что по поводу природы кливажа и так называемых «складок скалывания» в течение без малого двух столетий было высказано немало противоречивых мнений. Проблема в конце концов была решена и даже «конституирована» на Пенроузской конференции (1986 г.), однако до сих пор многие геологи придерживаются устаревших представлений. Что касается трансформных разломов, то до сих пор не предложен универсальный механизм их формирования, учитывающий основные особенности их строения. Казалось бы, нельзя сравнивать такие разномасштабные структуры, как кливаж и трансформные разломы. Однако если применить к ним представления о фундаментальных свойствах геологической среды, то можно увидеть принципиальные общие черты их развития и объяснить видимую парадоксальность **ориентировки**.

9.1. КЛИВАЖ

Представление о том, что вдоль поверхностей кливажа может осуществляться *сдвиг*, разделяет, по-видимому, большинство исследователей; вопрос заключается в его масштабах и механизме. Кливаж, развитый во всех слоях, в парагенезе со складками — характерная черта строения многих складчатых областей, при этом кливаж располагается под острыми углами к осевым поверхностям складок или параллельно им. Это и привело когда-то к широко распространенному, но весьма умозрительному взгляду на образование складок как результат неравномерного сдвига вдоль кливажных поверхностей (так называемые «складки скалывания»). Этот механизм крайне сомнителен с физической точки зрения, никогда не был воспроизведен экспериментально и подвергался критике в течение более чем 40 лет. Однако факты, доказывающие наличие смещений вдоль кливажа, также приводятся в ряде работ. С другой стороны, наблюдения над деформированными включениями показывают, что поверхности кливажа располагаются параллельно оси максимального удлинения и перпендикулярно оси максимального укорочения. Это кажущееся противоречие устраняется, если принять во внимание следующие особенности кливажа, о которых говорилось выше и которые мы здесь вкратце повторяем.

1. На микроскопическом уровне — это система тонких субпараллельных зон (швов), сложенных мельчайшими зернами чешуйчатых, реже рудных минералов, иногда органическим веществом, и разделяющих породу на микролитоны.

2. Кливаж (в том числе в экспериментах) закладывается на предскладчатом этапе складкообразования, когда слои еще лежат горизонтально; кливаж и складки представляют собой, таким образом, «самостоятельные» структурные формы (если учесть к тому же, что существуют и складки без кливажа).

3. Кливаж образуется в среде с *неоднородностями* микроскопического масштаба. Схема его образования такова. Слои, состоящие из *хаотично* расположенных частиц с разными свойствами, подвергаются сжатию, на контактах зерен происходит «растворение под давлением» (*pressure solution*) и вынос растворимых компонентов; на месте остаются лишь нерастворимые минералы. Такой процесс приводит к формированию субпараллельной *системы* кливажных швов, перпендикулярных слоям и оси максимального сжатия. Этот предскладчатый этап деформации является «подготовительным» для последующего образования микроразрывов. На собственно складчатом этапе слоистая толща теряет устойчивость, слои изгибаются в складки, что неизбежно приводит к смещениям вдоль «ослабленных» кливажных швов, в том числе и к смещению параллельно оси максимального растяжения, если эти швы параллельны осевой поверхности складок.

Все сказанное выше в полной мере можно отнести и к структурам *макроскопического* масштаба — **муллион-структурам**. Это поперечные линзы

в слоях карбонатного, реже существенно кварцевого состава, разделенные швами, напоминающими кливажные. Муллион-структуры развиваются в той же обстановке, что и кливаж, но их образование вызвано более крупными неоднородностями масштаба *агрегатов зерен*. Муллионные швы либо развиваются на участках повышенной концентрации глинистого вещества в названных слоях, либо наследуют текстуры осадочных брекчий, а иногда и предшествующие деформационные текстуры. На первом этапе деформация горизонтального сжатия локализуется в узких зонах, что приводит к интенсивному развитию процессов растворения под давлением и выносу из швов подвижных минералов (кварца и кальцита), которые кристаллизуются в «тенях давления» — торцах, отчасти ядрах линз-муллионов. На следующем, собственно складчатом этапе вдоль швов могут происходить смещения, аналогичные кливажным.

Существуют и еще более крупные швы подобного типа, названные нами **дизъюнктивами сжатия**. Они наследуют предшествующие столь же крупные неоднородности, чаще структурные (например, развиваются в зонах осевых поверхностей или смыкающих крыльев складок), реже вещественные. Дизъюнктивы сжатия имеют протяженность от нескольких сантиметров до сотен метров; по составу и структуре они сходны с кливажными и муллионными швами, но построены гораздо сложнее. Параллельность осевым поверхностям складок и кливажу свидетельствует о том, что они развиваются перпендикулярно оси максимального сжатия. На первом этапе их формирования на участках локализованной концентрации деформации происходит процесс растворения под давлением, начинающийся на микроуровне и постепенно переходящий на все более высокие уровни. Таким образом, происходит широкомасштабная флюидная переработка пород, что ведет к появлению швов дизъюнктивов сжатия — механически ослабленных зон, в которых, однако, отсутствуют признаки дробления. На данном этапе происходит лишь сближение крыльев дизъюнктивов сжатия (так называемый «содвиг», термин Л. М. Расцветаева). И только на следующем этапе деформации по некоторым дизъюнктивам сжатия происходит сдвигание по типу взбросов с направлением перемещения, почти параллельным оси максимального растяжения.

Итак, кливажные швы → муллионные швы → дизъюнктивы сжатия представляют собой иерархический ряд таких разрывов складчатых областей, смещения по которым происходят в «запрещенном» направлении, параллельно оси максимального растяжения. Это возможно лишь потому, что в геологической среде с *первичными* неоднородностями на начальном этапе деформации возникают *вторичные* ослабленные зоны, субпараллельные названной оси, вдоль которых на последующих этапах осуществляется смещение. Рассмотрим теперь с тех же позиций гораздо более крупномасштабные разрывные нарушения, характерные для совершенно иной геодинамической обстановки, которые формируются тоже в «запрещенном» направлении.

9.2. ТРАНСФОРМНЫЕ РАЗЛОМЫ СРЕДИННО-ОКЕАНСКИХ ХРЕБТОВ

Трансформные разломы образуют устойчивый *парагенез* с рифтовыми долинами, ориентируясь обычно перпендикулярно к последним. Тем самым формирование трансформных разломов происходит в «запрещенном» направлении — вдоль оси максимального растяжения. Принципиальное сходство трансформных разломов с кливажем и другими описанными выше структурами складчатых областей заключается в следующем.

1. Трансформные разломы — это *ослабленные* линейные зоны с утоненной корой и литосферой. В верхней части они имеют вид впадин («разломные впадины»), под которыми находятся поднятия нижней границы коры (рис. 9.1).

2. Трансформные разломы — структуры *регулярные*. На современных картах рельефа океанского дна видно, что трансформные разломы как бы нарезают срединно-океанские хребты на тонкие приблизительно одинаковые параллельные полосы (рис. 9.2).

3. Трансформные разломы — структуры относительно *«самостоятельные»*, так как зафиксированы впадины без смещения (*offset*) разделяемых ими рифтовых долин; кроме того, процесс спрединга может иногда протекать и без трансформных разломов — известны так называемые «нетрансформные» сочленения рифтовых долин. Таким образом, с самых общих позиций системы трансформных разломов напоминают «кливаж», только гораздо более крупномасштабный и ориентированный в геодинамической обстановке спрединга (в отличие от коллизионных складчатых сооружений) поперек срединно-океанских хребтов.

Рифтовые долины неоднократно воспроизводились экспериментально в первоначально квазиоднородной и изотропной среде в виде трещин отрыва,

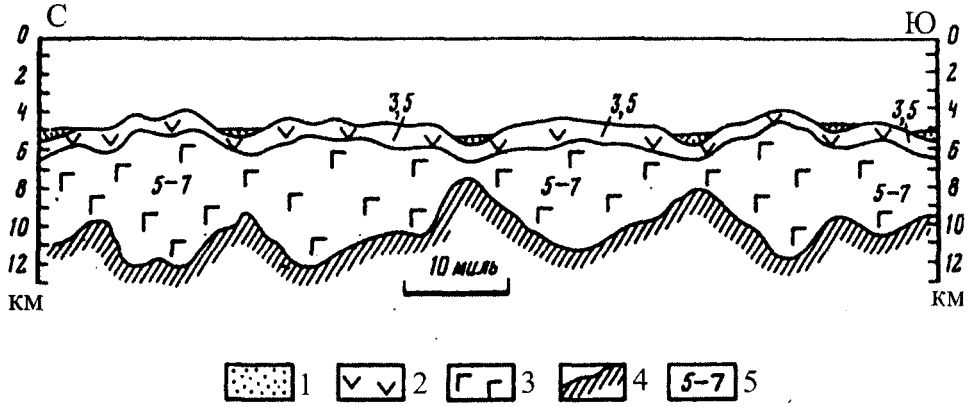


Рис. 9.1. Глубинный разрез литосферы через разломную зону Зеленого Мыса. Поперечные поднятия сопровождаются внизу «корнями», а поперечные впадины — «антикорнями» (по Ю. Н. Разницину). 1 — осадки; 2 — первая толща (верхняя часть геофизического слоя 2); 3 — вторая толща (слои 2 и 3); 4 — поверхность Мохо; 5 — значения скоростей продольных сейсмических волн

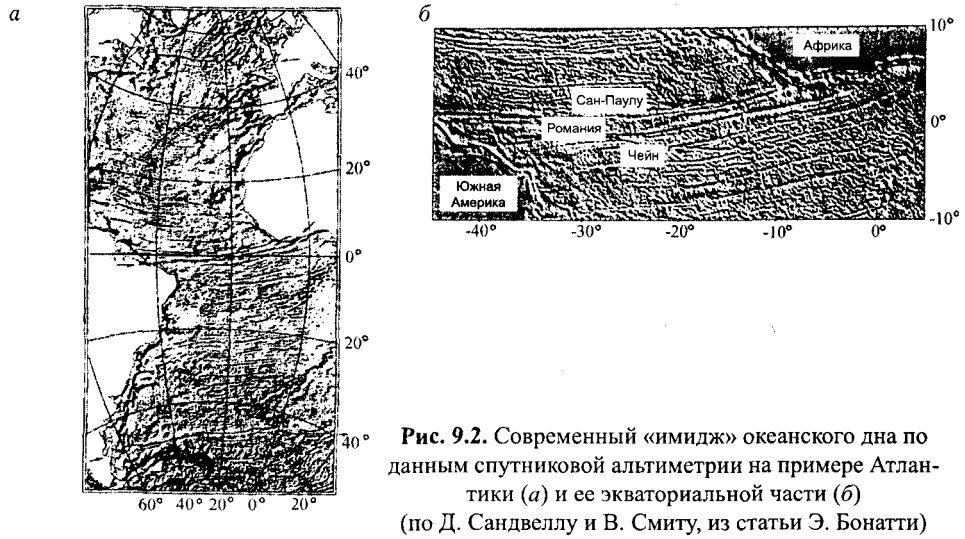


Рис. 9.2. Современный «имидж» океанского дна по данным спутниковой альтиметрии на примере Атлантики (*а*) и ее экваториальной части (*б*) (по Д. Сандвеллу и В. Смиту, из статьи Э. Бонатти)

ориентированных по нормали к оси максимального растяжения; вначале они всегда располагались кулисообразно, так же как и рифтовые долины в природе. При продолжении процесса растяжения (что характерно и для спрединга) кулисы трещин отрыва *всегда* сочленялись «нетрансформно» (рис. 9.3), о чем говорилось выше. Если продолжить аналогии с кливажем, то логично предположить следующее:

1) образование сдвигов в «запрещенном» направлении является следствием существования ослабленных зон, которые были лишь «использованы» при спрединге. Энергетически «выгоднее» лишь надорвать такие зоны — затем спрединг пойдет как бы по рельсам;

2) соответственно, эти зоны (серия параллельных разломных впадин) возникли несколько ранее;

3) формирование рифтовых долин и трансформных разломов вызвано общей причиной.

Иногда считается, что ослабленные зоны — это разломы подходящей ориентировки на краях континентов, «используемые» в самом начале спрединга. Но этой точке зрения противоречат следующие факты:

1) системы континентальных разломов далеко не всегда параллельны направлению спрединга;

2) большинство трансформных разломов развиты в парагенезе с рифтовыми долинами только в пределах срединно-океанских хребтов и затухают по направлению к континентам;

3) трансформные разломы расположены регулярно;

4) молодые трансформные разломы ориентированы иначе, чем более древние (рис. 9.4);

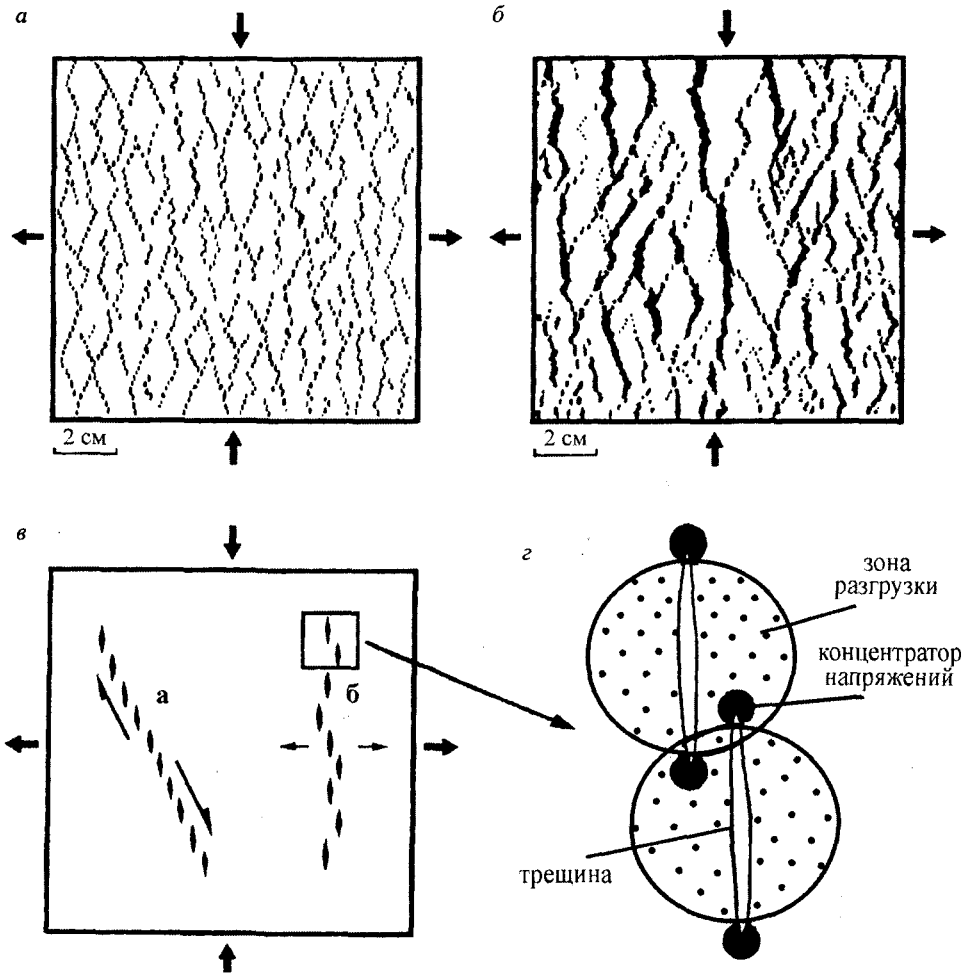


Рис. 9.3. *а*, *б* — системы трещин, возникающих при растяжении образцов на первом (*а*) и втором (*б*) этапах (рисунки по фотографиям). *в* — системы трещин отрыва типа «эшелон» (**а**) и «коленвал» (**б**) первого этапа. *г* — схема, поясняющая переход от первого этапа ко второму, когда соединяются концы соседних кулисообразно расположенных трещин. (Эксперимент В. Г. Талицкого.) Системы трещин отрыва типа «коленвал» (*в*, **б**) по своей конфигурации напоминают системы рифтовых долин в срединно-океанских хребтах «атлантического» типа, когда простирание рифтовых долин совпадает с генеральным простиранием срединно-океанских хребтов, а системы типа «эшелон» (*в*, **а**) — системы рифтовых долин «западно-индийского» типа, когда рифтовые долины ориентированы косо по отношению к генеральному простиранию срединно-океанского хребта (см. ниже рис. 9.5). Однако в обоих случаях на втором этапе никакие трансформные разломы не возникают, и соседние трещины сочленяются «нетрансформно»

5) трансформные разломы ориентированы перпендикулярно к рифтовым долинам даже в срединно-океанских хребтах с «косой» ориентировкой тех и других (рис. 9.5);

6) кора и литосфера в их пределах имеют уменьшенную мощность (см. рис. 9.1).

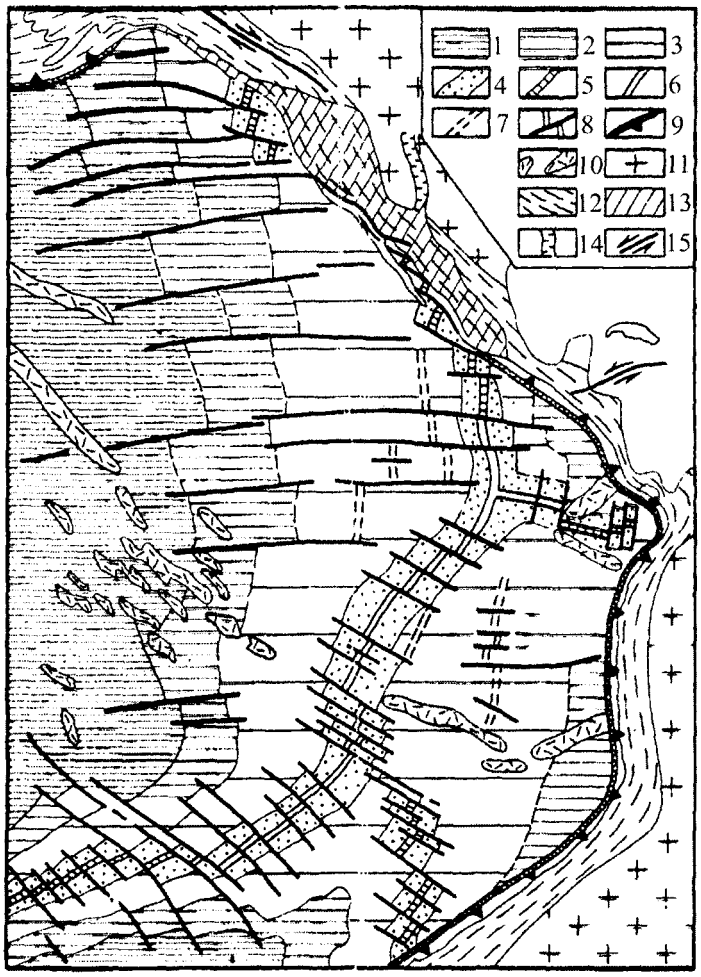


Рис. 9.4. Схема строения Восточно-Тихоокеанского поднятия с упрощениями. Молодые плиоцен-четвертичные трансформные разломы ориентированы резко дискордантно по отношению к более древним «разломам-гигантам» (по Е. Е. Милановскому). 1–10 — область Тихого океана: 1 — участки ложа Тихого океана с корой мелового возраста; 2, 3 — фланги Восточно-Тихоокеанского поднятия с корой палеоцен-эоценового (2) и олигоцен-миоценового (3) возраста; 4 — внутренние части срединно-океанских хребтов с корой плиоцен-четвертичного возраста; 5–7 — осевые зоны: активных срединно-океанских хребтов с рифтовыми долинами (5), без рифтовых долин (6), отмерших срединно-океанских хребтов (7); 8 — крупные трансформные разломы; 9 — глубоководные желоба с верхними частями сейсмофокальных зон; 10 — асейсмичные вулканические хребты кайнозойского возраста; 11–15 — континенты: древние платформы (11), горно-складчатые области (12), области олигоцен-четвертичного (13) и позднекайнозойского (14) рифтогенеза, крупнейшие позднекайнозойские сдвиговые зоны (15)

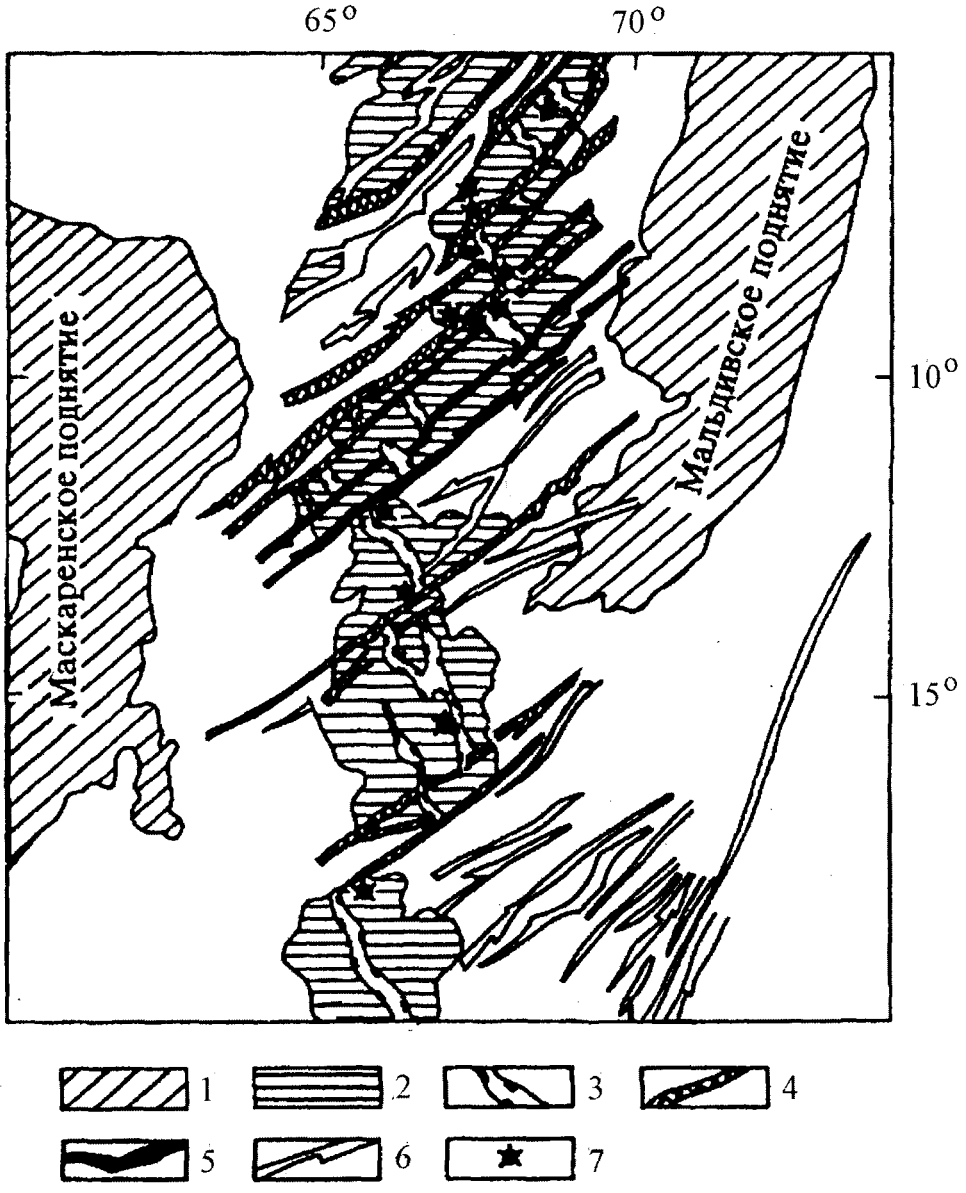


Рис. 9.5. Косо ориентированные (по отношению к простиранию срединно-океанского хребта) и взаимно-ортогональные рифтовые долины и трансформные разломы в южной части Аравийско-Индийского хребта (по Ю. М. Пущаровскому). 1 — смежные поднятия океанского дна; 2 — сводовая часть хребта; 3 — рифтовые долины; 4–6 — трансформные разломы: пересекающие хребет (4), разделяющие его северный и южный сегменты (5), фланговые односторонние (6); 7 — вулканы

Другая возможная причина возникновения анизотропии океанской коры обусловлена *самим процессом* спрединга. А. Г. Кирдяшкин в своих экспериментах воспроизвел тепловую конвекцию двух рангов (рис. 9.6, 9.7). *Крупномасштабная* конвекция в виде продольного вала имитирует спрединг с горизонтальным растяжением перпендикулярно к оси этого вала. Одновременно в верхней части модели возникает поперечная (по отношению к названному валу) *мелкоячеистая* валиковая конвекция, затухающая по мере удаления от «оси спрединга». Валики ориентированы в направлении «спрединга».

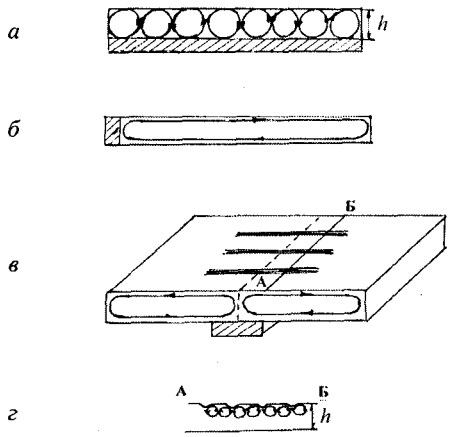


Рис. 9.6. Тепловая конвекция двух рангов. (Эксперимент А. Г. Кирдяшкина, с упрощениями и дополнениями.) *а* — тепловая конвекция в виде линейных в плане валов и впадин («валиковая»), возникающая при *равномерном подогреве снизу*; ячейки квадратной формы соизмеримы с мощностью конвектирующего слоя (h), ср. с рис. 4.12, 4.13. *б* — тепловая конвекция в форме удлиненной по горизонтали ячейки при *подогреве сбоку*. *в* — тепловая конвекция в виде сочетания двух крупных вытянутых по горизонтали ячеек в слое мощностью h (как в случае «б») с системой поперечных мелких ячеек квадратной формы (как в случае «а») при *подогреве снизу в линейной в плане зоне*. *г* — поперечный разрез по линии АБ. Косой штриховкой обозначены зоны подогрева

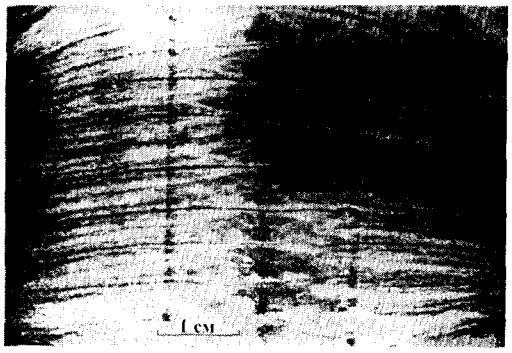


Рис. 9.7. Вид сверху на физическую модель, схематично показанную на рис. 9.6*в, г*. (Эксперимент А. Г. Кирдяшкина.)

В линейных зонах поднятий, вызванных этой модельной валиковой конвекцией, наблюдается повышенный теплопоток. Однако, по данным Л. Э. Левина в природе повышенный теплопоток и подъем геоизотерм приурочены, наоборот, к поперечным разломным впадинам срединно-океанских хребтов, а не к разделяющим их поднятиям. К тому же под этими поднятиями обнаружены «корни», а под разломными впадинами — «антикорни» (см. рис. 9.1), что свидетельствует о *двухъярусности* поперечной валиковой конвекции (см. рис. 8.16). В активном «движущем» нижнем ярусе этой конвекции восходящий поток вызывает как повышение теплового потока, так и формирование линейных выступов мантии, а компенсирующий его нисходящий поток — образование линейных прогибов в мантии. Однако пониженная (по сравнению с мантией) плотность океанской коры и ее тенденция к изостатическому равновесию вызывают вынужденную конвекцию («пассивный» верхний ярус), в результате чего над выступами мантии формируются разломные впадины, а над прогибами в мантии — поднятия рельефа океанского дна. Эти вертикальные движения сопровождаются компенсационным оттоком вещества из-под впадин и его локальным горизонтальным растяжением, а избыток вещества нагнетается под поднятия (локальное горизонтальное сжатие). Это подтверждается наличием структурных парагенезов растяжения (во впадинах) и парагенезов сжатия (на поднятиях), обнаруженных Ю. Н. Разницыным. Таким образом формируются разломные впадины — ослабленные зоны с сокращенной мощностью литосферы, к тому же «размягченной» из-за повышенного теплопотока.

Возникшая анизотропия океанской коры определяет следующий сценарий формирования структурного парагенеза рифтовых долин и трансформных разломов (рис. 9.8). Спрединг океанской литосферы *на первом этапе* приводит к возникновению кулисообразно расположенных мегатрещин отрыва (рифтовых долин), их расширению и удлинению. Как и любые трещины отрыва, при продолжении процесса растяжения они должны объединиться. В изотропной среде это происходит «нетрансформным» образом (см. выше), а в анизотропной — с использованием возникшей системы ослабленных зон. *На втором этапе* концы растущих друг навстречу другу рифтовых долин достигают разделяющих их разломных впадин, происходит разрыв сплошности на участке между этими рифтовыми долинами, и последние соединяются посредством сдвигового трансформного разлома. При этом сдвиг *вынужденно* происходит параллельно оси максимального растяжения. Подобные «трансформные разломы» возникали в экспериментах лишь в среде с заранее созданными утоненными полосами «океанской литосферы» (рис. 9.9, 9.10). Таким образом, процесс спрединга развивается в виде двухэтапных импульсов. Эти этапы можно сопоставить с двумя известными фазами спрединга — «магматической» и «тектонической».

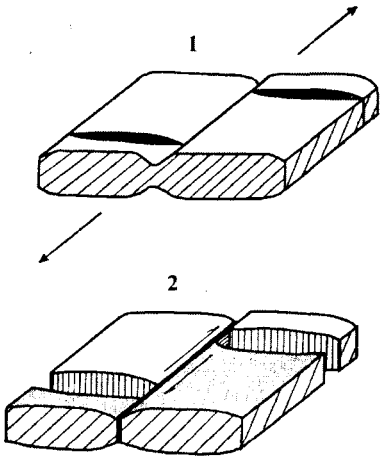


Рис. 9.8. Схема формирования трансформного разлома: **1** — возникновение и эволюция (расширение и удлинение) рифтовых долин, ориентированных вкрест простирания смежных поперечных конвективных поднятий; **2** — соединение концов смежных рифтовых долин посредством формирования сдвигового трансформного разлома вдоль поперечной конвективной впадины, представляющей собой полосу литосферы с сокращенной мощностью вследствие поперечной (по отношению к простиранию срединно-океанского хребта) конвекции (см. рис. 9.6, 9.7)

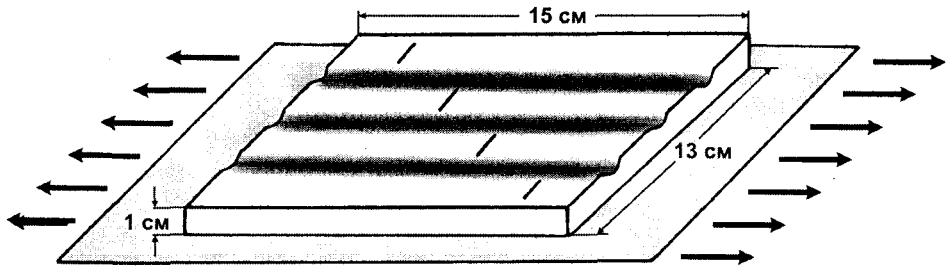


Рис. 9.9. Схема деформации образцов. Показаны предварительно созданные «трансформные долины» с утоненной мощностью модельного слоя и поперечные к ним надрезы – зародыши будущих «рифтовых долин». Стрелками обозначено направление растяжения (подложка из слоя резины). (Эксперимент Н. С. Фроловой.)

Таким образом, можно заключить, что нет таких условий, при которых в квазиоднородной среде формировались бы разрывные нарушения со смещением в плоскости, перпендикулярной оси максимального сжатия или параллельной оси максимального растяжения. В природе такие смещения происходят только благодаря неоднородности геологической среды и прогрессивному развитию тектонических деформаций. Механизмы формирования структур, находящихся на разных полюсах ранговой иерархии — кливажа

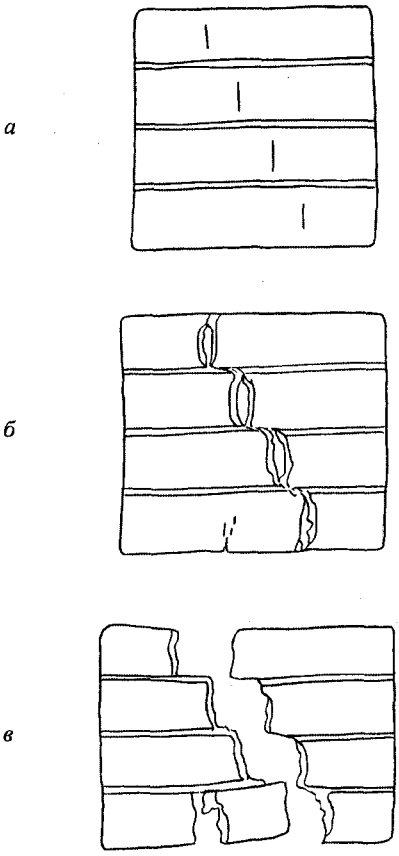


Рис. 9.10. Результат деформации образца, показанного схематично на рис. 9.9 (вид сверху). *а* — начальное состояние. *б* — разрастание «рифтовых долин» по ширине и по простиранию до достижения ими «трансформной долины». *в* — формирование сдвигового «трансформного разлома», обеспечивающего дальнейшее растяжение образца и собственно «спрединг», когда две половины образца расходятся в противоположные стороны. (Эксперимент Н. С. Фроловой.)

складчатых областей и трансформных разломов срединно-океанских хребтов, совершенно разные, однако в обоих случаях на первом этапе деформации в среде создается механическая анизотропия, а на втором этапе она используется для продолжения деформации — так возникают смещения в «запрещенном» направлении.

Глава 10

РАНГОВЫЙ АНАЛИЗ — ОБЩАЯ ТЕНДЕНЦИЯ РАЗВИТИЯ УЧЕНИЯ О СТРУКТУРНЫХ ПАРАГЕНЕЗАХ

Выше в параграфе 1.2.11 говорилось об иерархическом «чередовании» однородной и неоднородной деформации как основе для выделения структурных уровней разного ранга. В то же время в гл. 4 было показано, что при деформации некоторого геологического тела в его пределах возникает тот или иной структурный парагенез. Следующий шаг — это ранговый анализ иерархии структурных парагенезов.

10.1. ТЕРМИНЫ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В РАНГОВОМ АНАЛИЗЕ СТРУКТУРНЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ

Выше было дано определение структурного парагенеза как совокупности (сочетания) структурных форм, сформировавшихся в единой геодинамической обстановке. Также неоднократно подчеркивалось, что нельзя говорить о тектонических деформациях вообще: необходимо всегда указывать, какое *конкретное* геологическое тело испытало деформацию. Другими словами, структурный парагенез образуется в пределах некоторого геологического тела, испытавшего деформацию. Поскольку любой структурный парагенез (например, наиболее часто упоминавшийся парагенез, сформированный в обстановке горизонтального сжатия) не может занимать все геологическое пространство, то возникает вопрос о *границах* геологического тела, содержащего данный парагенез.

10.1.1. Геодинамические и структурные домены

Применительно к другим геологическим парагенезам этот вопрос обычно решается довольно просто. Мы уже приводили пример гранита как петрологического парагенеза — горной породы, содержащей определенный набор минералов (в первую очередь кварца, полевого шпата и слюды). Этот парагенез «заполняет» геологическое тело, которое в зависимости от его размеров, конфигурации и т. п. называют батолитом, дайкой и т. д. или, более нейтрально, «гранитным массивом». Вне границ этого массива располагается уже другая горная порода, т. е. *другой* парагенез («не-гранит»). Таким образом, для обозначения парагенеза употребляется один термин («гранит»), а для обозначения содержащего его тела — другой термин («гранитный массив»).

Для обозначения геологических тел, содержащих некоторый структурный парагенез, иногда применяется термин «домен». Для единообразия терминологии мы, в дальнейшем, добавив к нему соответствующее прилагательное, будем называть такое тело «структурным доменом». Как мы уже говорили, структурный парагенез формируется в пределах такого домена в определенной геодинамической обстановке (горизонтального сжатия, горизонтального растяжения или др.). В этом аспекте тело, в котором господствует конкретная геодинамическая обстановка, можно называть «геодинамическим доменом», подразумевая, что за его пределами располагаются соседние домены, в которых в других геодинамических обстановках формируются соответствующие структурные парагенезы.

10.1.2. Геодинамические и структурные ячейки

Следующий шаг рангового анализа — это выделение геологических тел, содержащих *различные* структурные парагенезы, т. е., по принятой нами терминологии, геологических тел, состоящих из *различных структурных доменов*. А поскольку эта терминология двойственная («структура определяется геодинамикой»), то речь также идет о выделении «геодинамических тел», состоящих из различных геодинамических доменов. Одним из принципов выделения таких геологических тел и соответствующих им «геодинамических тел» может служить принцип взаимной компенсации, основанный на учете компенсационной организации тектонического течения, о которой говорилось выше. Как было показано, в этом случае в качестве «геодинамического тела» выступает ячейка компенсационной организации тектонического течения, кинематически тождественная конвективной ячейке (см. рис. 4.12*а*, 4.13). А возникающая в этой ячейке совокупность взаимно совместимых (скомпенсированных) структурных парагенезов была определена как «структурная ячейка» (см. рис. 4.12*б*). В конвективной ячейке в шахматном порядке расположены геодинамические домены горизонтального сжатия и горизонтального растяжения (см. рис. 4.14). Если же рассматривать конвективную ячейку более детально, то в ее пределах можно выделить девять геодинамических доменов (см. рис. 4.12*а*) и девять соответствующих им структурных доменов (см. рис. 4.12*б*). Важным частным случаем является ячейка, в пределах которой на земной поверхности денудация на сводах поднятий сочетается с осадконакоплением в смежных впадинах (см. рис. 4.15). В этом случае такая ячейка состоит только из двух главных доменов — горизонтального сжатия и горизонтального растяжения (см. рис. 4.15*а*). Однако и в этом случае можно считать, что денудация на сводах поднятий исполняет функцию «горизонтального растяжения», в то время как осадконакопление во впадинах имитирует «горизонтальное сжатие» («скучивание» осадочного материала).

Необходимо подчеркнуть, что конвективная ячейка как «геодинамическое тело» одновременно и деформируется, и не испытывает деформации

(см. рис. 4.16). Все зависит от того, что нас интересует в первую очередь. Если это «внутренность» ячейки, то деформация там, несомненно, происходит, поскольку первоначально ортогональная сетка испытывает нарастающее искривление по мере развития конвективного процесса (см. рис. 4.16*а*→*ж*). Если же мы сосредоточим внимание на квадратном периметре ячейки, не интересуясь ее «внутренностью», то зафиксируем неизменность этого периметра во время конвекции. А тем самым, поскольку это «геодинамическое тело» сохранило свою первоначальную форму, можно говорить об отсутствии его деформации.

10.1.3. Геодинамические и структурные системы

Следуя логике рангового анализа, в качестве следующего шага необходимо выделить геологическое тело, содержащее *множество* ячеек. В теории и эксперименте свободная конвекция в поле силы тяжести, не ограниченная рамками какого-либо жесткого тела, функционирует в горизонтальном слое в виде системы кинематически связанных друг с другом ячеек (см. рис. 4.12*а* и 4.16). Эта кинематическая связь заключается в том, что в смежных ячейках конвективное вращение вещества происходит в противоположных направлениях наподобие сцепленных шестерен в различных механизмах (см. рис. 4.16). Таким образом, в качестве геологического тела при компенсационной организации тектонического течения выступает горизонтально залегающая толща или геосфера, а система кинематически связанных друг с другом ячеек может быть названа «геодинамической системой». Соответственно, возникшая в этой толще или геосфере совокупность структурных парагенезов — это «структурная система». Как и составляющие ее ячейки, толща, или геосфера, испытывают «внутренние» деформации, но ее ограничения — подошва и кровля — сохраняют свое положение в пространстве, так что «внешней» деформации эта толща, или геосфера, не подвергается.

Заключая терминологическое вступление, суммируем иерархию «геодинамических» и геологических тел. Геодинамическая система функционирует в некоторой геосфере или толще и порождает в них структурную систему парагенезов. Геодинамическая система состоит из геодинамических ячеек, а структурная система — из структурных ячеек. В свою очередь, геодинамическая ячейка состоит из геодинамических доменов, а структурная ячейка — из структурных доменов. В каждом из последних формируется свой структурный парагенез.

10.2. ПОНЯТИЕ О РАНГАХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ СИСТЕМ И СООТВЕТСТВУЮЩИХ ИМ СТРУКТУРНЫХ СИСТЕМ

Общепринятых принципов выделения рангов геологических объектов, явлений и процессов пока не существует. Одним из таких принципов является

выявление ранговой иерархии *геологических тел*. Пример другого принципа — ранговая иерархия разрывных нарушений, в которой последние не являются геологическими телами. Эта иерархия выявлена недостаточно однозначно, и мы ее здесь рассматривать не будем. Заметим только, что после введения С. И. Шерманом и Р. М. Лобацкой понятия о «зоне динамического влияния разлома» открывается перспектива рассмотрения иерархии разрывных нарушений также и в «телесном» аспекте.

10.2.1. Иерархия конвективных геодинамических и структурных систем

Необходимое условие соблюдения «телесного» принципа таково: геологическое тело более высокого («мелкого») ранга является составной частью геологического тела более низкого («крупного») ранга. Однако соблюдения этого условия *недостаточно*: необходимо, чтобы мелкое тело более высокого ранга «на новом витке иерархической спирали» обладало тем же качеством, что и крупное тело более низкого ранга.

С этих позиций все три вышеупомянутых «вложенных друг в друга» тела — геосфера (толща), ячейка и домен — принадлежат *одному* рангу. Другими словами, они составляют геодинамическую и структурную систему некоторого ранга. Подробнее об этом будет сказано ниже.

К этому же рангу принадлежит и геодинамическая (и соответствующая ей структурная) система, функционирующая (и структурно запечатленная) в нижележащей геосфере, если в этих двух геосферах происходит двухъярусная конвекция (рис. 10.1), о которой уже говорилось выше (см. рис. 8.16). Структурным результатом такой конвекции является наличие «корней» в виде прогибов подошвы земной коры (поверхности Мохоровичича) под поднятиями в рельефе земной поверхности и «антикорней» в виде поднятий той же подошвы под впадинами в рельефе (см. рис. 9.1). При такой конвекции вращение в противоположных направлениях (наподобие смежных шестерен) происходит не только в ячейках, смежных по горизонтали, о чем мы говорили выше, но и в ячейках, смежных по вертикали. Необходимо подчеркнуть, что при такой двухъярусной конвекции горизонтальные размеры нижних и верхних ячеек одинаковы, а их вертикальные размеры могут различаться в соответствии с различной мощностью конвектирующих геосфер (см. рис. 10.1). При этом конвекция в нижней геосфере является *свободной*, т. е. происходит в обстановке инверсии плотности в поле силы тяжести. Поэтому, например, при равномерном подогреве снизу ячейки имеют «энергетически выгодную» квадратную форму в вертикальном разрезе, о чем говорилось выше (см. рис. 4.12 и 4.16). А вот конвекция в верхней геосфере является вынужденной, и форму ее ячеек «навязывает» свободная конвекция в нижней геосфере посредством «волочения» подошвы верхней геосферы. Это «волочение» не ограничивается только подошвой геосферы. В силу компенсационной организации тектонического течения (см. рис. 4.11 и соответствующий текст) последнее

охватывает всю верхнюю геосферу. В результате ячейки в верхней геосфере сильно вытянуты по горизонтали, что способствует преобладанию в этой геосфере горизонтальных движений, ее тектоническому расслаиванию и формированию шарьяжей, о чем речь шла выше (см. рис. 8.16). Подробнее об этом можно прочитать в работах (Шолпо и др., 1993; Гончаров, 1997). Здесь мы приведем только рисунки из этих публикаций (рис. 10.2, 10.3), а также напомним рис. 9.1. На примере Дагестанского клина складчатой области Большого Кавказа было показано, что избыточное воздымание зеркала складчатости в тылу этого клина сочетается с горизонтальным выдвижением Дагестанского аллохтона в сторону Терско-Каспийского передового прогиба (отчего и произошел этот «клин») и с максимальным прогибанием в названном прогибе. Это весьма типичное проявление компенсационной организации тектонического течения (рис. 10.4, ср. с рис. 8.16, 10.1).

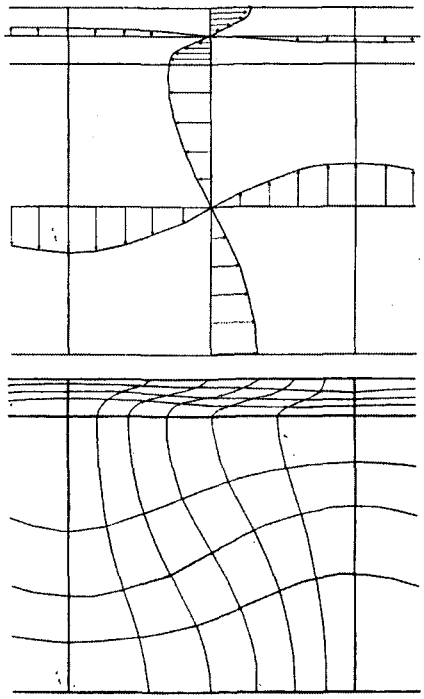


Рис. 10.1. Простейшая модель двухъярусной компенсационной организации тектонического течения в тектоносфере. *а* — поле скоростей течения в виде эпюр, характеризующих скорость течения на осях координат; через последние в соответствующую четверть ячейки «втекает» и из нее «вытекает» одинаковое количество вещества (ср. с рис. 4.12а). *б* — искривленные линии первоначально образовывали ортогональную сетку (ср. с рис. 4.16). Вращение в противоположных направлениях (наподобие смежных шестерен) происходит не только в ячейках, смежных по горизонтали (как на рис. 4.12а и 4.16), но и в ячейках, смежных по вертикали. Горизонтальные размеры нижних и верхних ячеек одинаковы, а их вертикальные размеры различаются в соответствии с различной мощностью конвектирующих геосфер

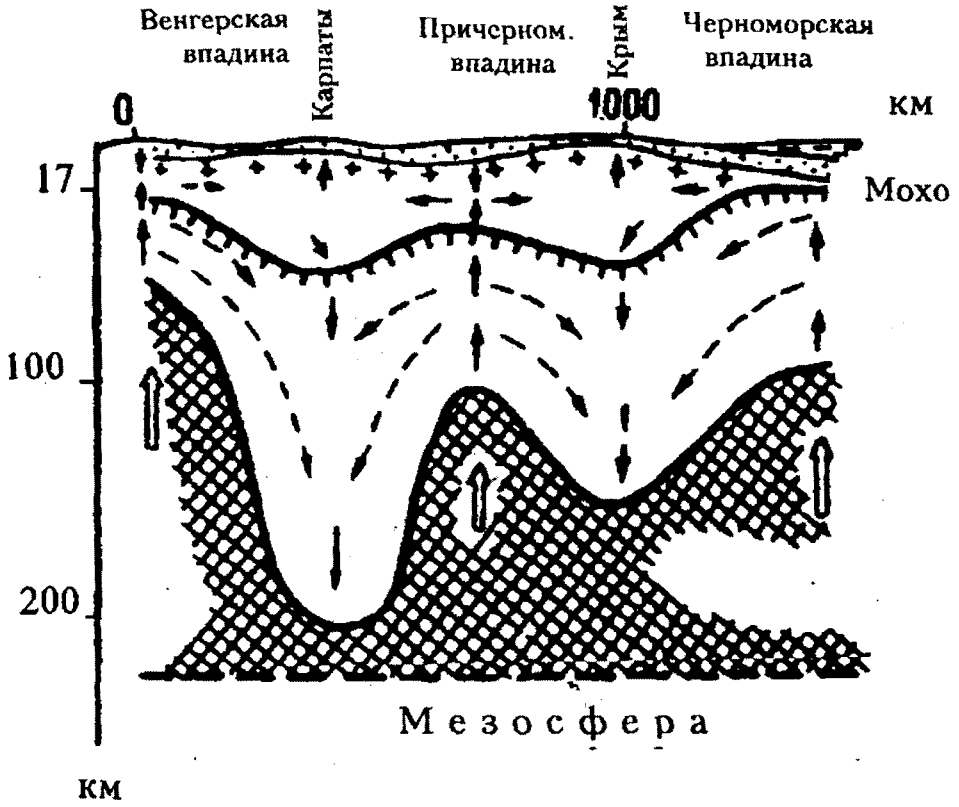


Рис. 10.2. Пример двухъярусной конвекции во время новейшего тектогенеза Юго-Восточной Европы. Верхняя конвектирующая геосфера представлена верхней корой. Нижняя геосфера включает астеносферу (заштриховано), надастеносферную мантию и нижнюю кору (по А. В. Чекунову)

Таким образом, несмотря на то что двухъярусная геодинамическая (и соответствующая ей структурная) система состоит из двух тел (нижней и верхней геосферы), каждое из которых, в свою очередь, состоит из ячеек, а последние — из доменов, эта система является системой *одного ранга*, поскольку каждое из составляющих ее тел выполняет свою определенную «функцию» и не обладает качествами, присущими всей системе в целом.

Чтобы это несколько абстрактное определение было более понятно, рассмотрим один из доменов этой системы, а именно домен, в котором функционирует наиболее часто упоминавшаяся выше геодинамическая обстановка горизонтального сжатия (например, правый нижний домен на рис. 4.14). Если домен сложен слоистой толщей, то в этой обстановке возникает складчатость общего смятия, что подтверждено экспериментально (см. рис. 2.12). Из области структурной геологии известно, что одной из морфологических разновидностей складчатости общего смятия является так называемая «подобная»

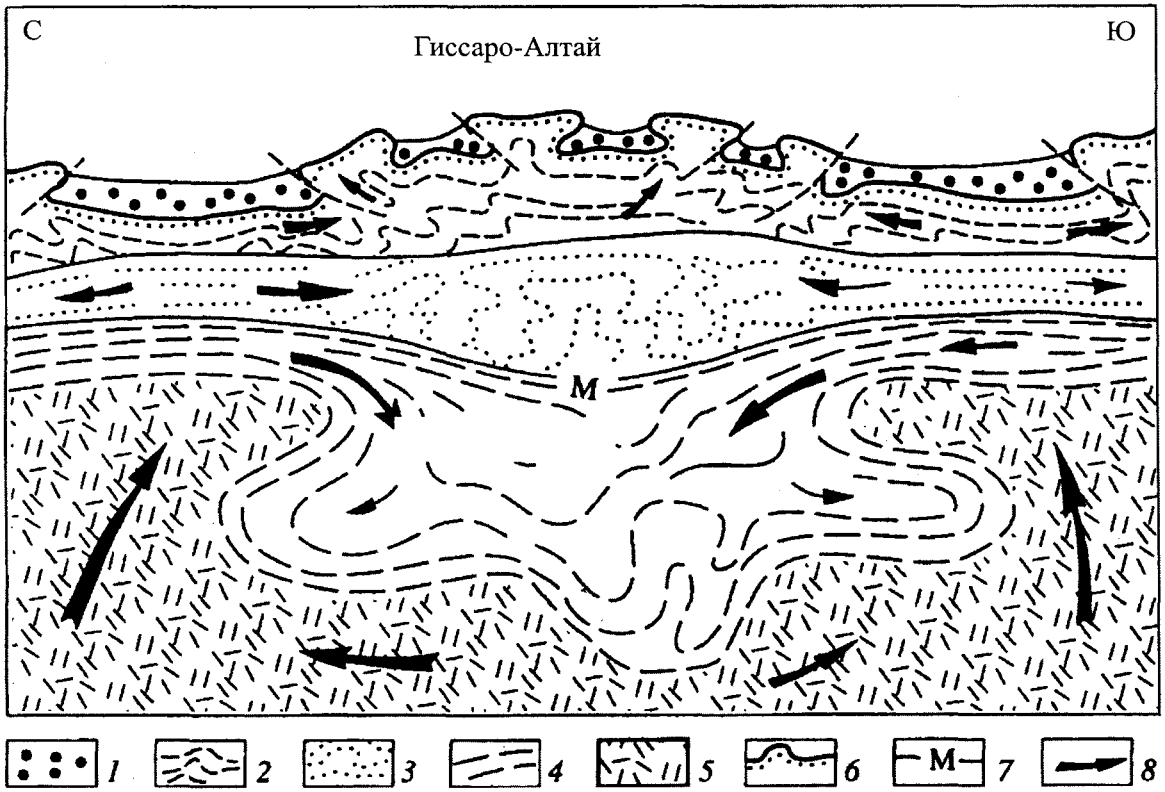


Рис. 10.3. Пример двухъярусной конвекции во время новейшего тектогенеза Гиссаро-Алтая (Южный Тянь-Шань). Верхняя конвектирующая геосфера представлена верхней частью «базальтового» слоя коры (3), «гранитно-метаморфическим» слоем коры (2), включающим палеозойский фундамент, и альпийской молассой (1), отделенной от фундамента поверхностью домезозойского пенеплена (6), деформированного в новейшее время. Нижняя геосфера включает астеносферу (5), надастеносферную относительно «холодную» мантию (4) и нижнюю часть «базальтового» слоя коры (3), отделенного от мантии поверхностью Мохоровичича (7). Стрелки (8) обозначают направление тектонического течения (по М. Г. Леонову)

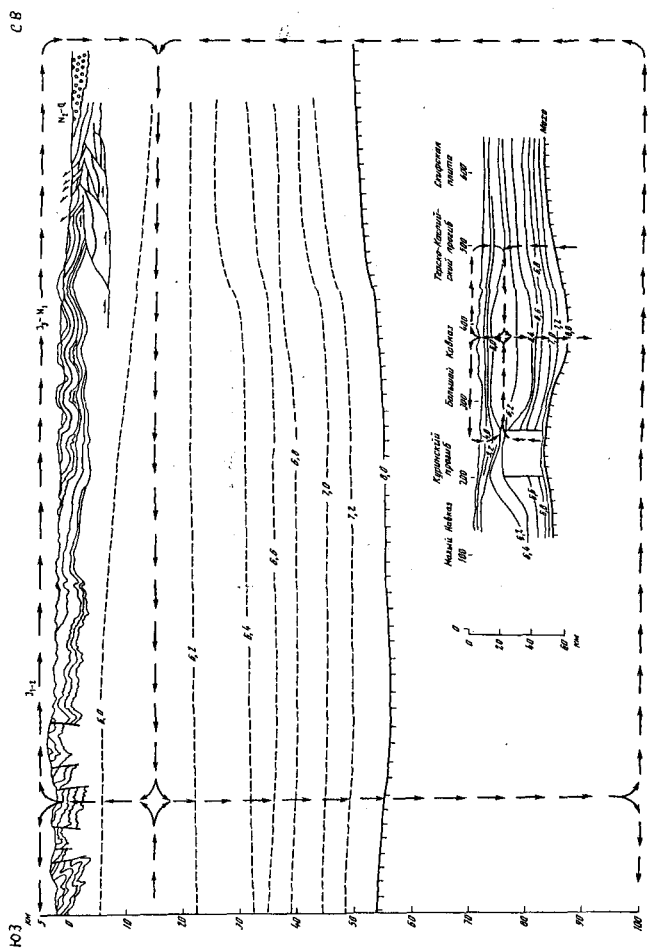


Рис. 10.4. Схема двухъярусной конвекции на новейшем этапе развития Большого Кавказа. Наверху показан геологический разрез, включающий Дагестанский аллохтон. Внизу изображен сейсмический разрез с «изовелами» (линиями равной сейсмической скорости, от английского слова *velocity* — скорость, км/с) (по Н. И. Павленковой). Стрелками обозначено направление тектонического течения на границах конвективных ячеек. Граница между двумя ярусами конвекции примерно соответствует горизонтальной зоне, в которой «изовелы» меняют направление своей выпуклости. Ячейки верхнего яруса вынужденной конвекции удлинены по горизонтали; ячейки нижнего яруса свободной конвекции приблизительно изометричны (ср. с рис. 10.1). Вращение в смежных (как по горизонтали, так и по вертикали) ячейках направлено в противоположную сторону наподобие шестерен в часовом механизме

складчатость, у которой соблюдается равенство «осевых мощностей» слоев (мощностей, измеренных параллельно осевой плоскости) на крыльях и в замках. Такую складчатость легко «нарисовать» с помощью компьютерной программы CorelDRAW, если «размножить» одну складчатую поверхность слоистости, а затем сместить каждый из полученных из нее «клонов» на произвольное расстояние параллельно осевым плоскостям, в частном случае — по вертикали (см. рис. 1.9, построенный именно таким способом). «Подобная» складчатость наблюдается в складчатых областях в *ограниченных по высоте* обнажениях. Но сохраняет ли она свое «подобие» вверх по разрезу (где она уничтожена денудацией) и на глубину (где она недоступна для наблюдения)? Непосредственный ответ на этот вопрос вряд ли будет получен в обозримом будущем. Но имеются косвенные признаки того, что складчатость постепенно выполаживается как с глубиной (например, при приближении к кристаллическому фундаменту), так и вверх по разрезу. Выполаживается она и в экспериментальных моделях (см. рис. 2.12). Чтобы пояснить кинематическую сущность этого процесса, рассмотрим простейшую модель, неоднократно воспроизведенную в экспериментах.

Эта модель получила в зарубежной литературе название «*single layer*» («единственный слой»). Рассматривается изгибание в складки тонкого слоя, окруженного средой с меньшей вязкостью, в обстановке горизонтального сжатия. Посредством этой модели были решены многие вопросы, в частности соотношение длины волны складчатого слоя с его мощностью. Однако один аспект этой модели не привлек внимания. На нем мы и остановимся.

На рис. 10.5*а* изображен квадрат с тонким горизонтальным слоем в его средней части. В процессе горизонтального укорочения в два раза и компенсирующего удлинения по вертикали тоже в два раза ($K = 2$) квадрат превратился в прямоугольник, а слой смялся в складки. При этом шарнир антиклинали поднялся относительно первичного горизонтального уровня слоя, а шарнир синклинали, наоборот, опустился относительно этого уровня. Это означает, что вертикальный отрезок вмещающей среды, расположенный на осевой плоскости антиклинали между нижним основанием прямоугольника и шарниром, испытал удлинение ($k > 2$) большее, чем центральный вертикальный отрезок, расположенный между этим основанием и граничной точкой антиклинали и синклинали (точкой перегиба), который удлинился, как и весь первичный квадрат, в два раза ($k = 2$). В то же время вертикальный отрезок, расположенный на осевой плоскости антиклинали между шарниром и верхним основанием прямоугольника, испытал удлинение ($k < 2$) меньшее, чем упомянутый центральный вертикальный отрезок. На осевой плоскости синклинали наблюдается обратная картина. Вспоминая наши рассуждения о компенсационной организации тектонического течения (см. рис. 4.11), мы должны заключить, что наряду с общей деформацией укорочения-удлинения в пределах рассматриваемого тела происходит *дополнительное* перераспределение вещества в виде двух

вертикальных потоков (восходящего в антиклинали и нисходящего в синклинали) и двух компенсирующих горизонтальных потоков (нижнего из-под синклинали в сторону антиклинали и верхнего от свода антиклинали в сторону синклинали).

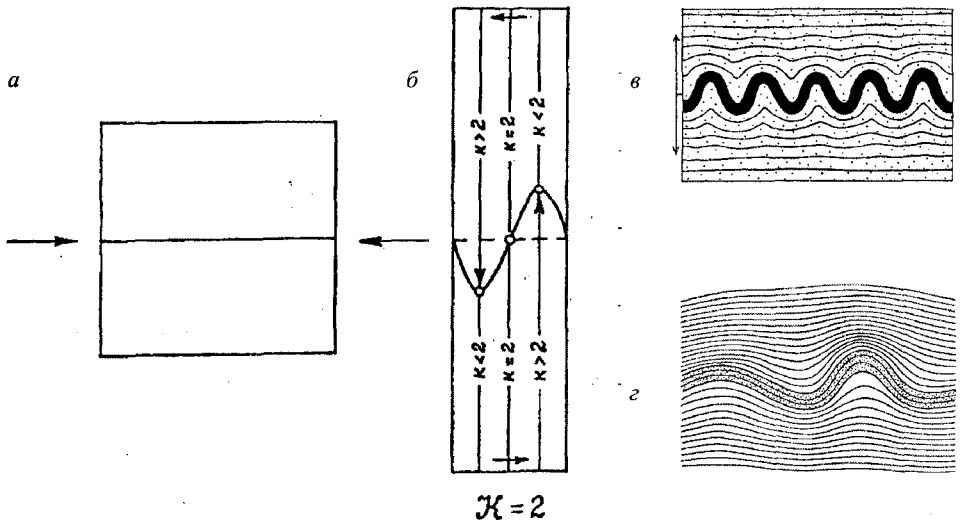


Рис. 10.5. Компенсационная организация тектонического течения на фоне общей деформации удлинения-укорочения при формировании складчатости в тонком горизонтальном слое, расположенном в менее вязкой среде. *а–б* — простейшая кинематическая модель. *в* — схема сформированной складчатости; двусторонней стрелкой обозначена зона влияния этой складчатости на менее вязкую среду (по Дж. Рэмзи и М. Юберу); эта горизонтальная зона является своеобразным «конвектирующим слоем». *г* — экспериментальное воспроизведение процесса (по П. Кобболду)

Для иллюстрации сказанного приведем пример так называемых межслоевых складок (рис. 10.6). Слоистая пачка испытала общее горизонтальное укорочение, о чем свидетельствуют субвертикальные прерывистые линии, обозначающие направление максимального удлинения вещества слоев. В то же время в средней части пачки возникла складчатость, которая выполаживается как вниз, так и вверх по разрезу. Если сравнить форму этой складчатости с моделью компенсационной организации тектонического течения (см. рис. 4.16), то отчетливо видно, что в своей нижней и средней частях антиклиналь довольно тесно сжата, но вверх по разрезу она выполаживается. В смежных синклиналях картина обратная — выполаживание происходит вниз по разрезу.

Таким образом, в домене горизонтального сжатия того ранга, о котором мы говорили выше и который теперь назовем *i*-м (ниже у нас будут фигурировать как более низкие, так и более высокие ранги), формируется складчатость, выполаживающаяся как вниз, так и вверх по разрезу. В каждой складке на фоне общего горизонтального сжатия происходит компенсация вертикальных

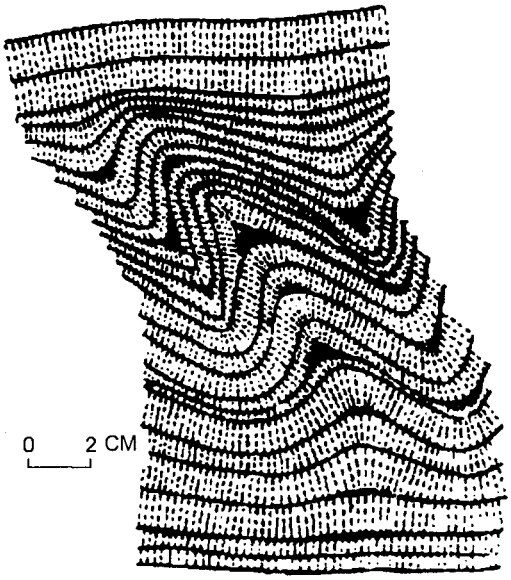


Рис. 10.6. Межслоевые складки, затухающие вниз и вверх по разрезу. Прерывистые линии обозначают направление максимального удлинения вещества слоев. Компенсационная организация тектонического течения на фоне горизонтального сокращения слоистой пачки и возникновения в ней складчатости (ср. с рис. 4.16) (из сборника «Геологические структуры» (1990))

движений горизонтальными. Другими словами, половина каждой антиклинали вместе с половиной смежной синклинали образуют *конвективную ячейку*, направление вращения в которой на рис. 10.5*б* обозначено стрелками. В этой ячейке, как и в ячейке i-го ранга (см. рис. 4.14), можно выделить четыре домена, расположенных в шахматном порядке. В нижней части антиклинали удлинение по вертикали ($k > 2$) превышает общее удлинение по вертикали всего домена i-го ранга ($K = 2$). То есть здесь имеет место *дополнительное* удлинение по вертикали и соответствующее *дополнительное* укорочение по горизонтали по сравнению с общим фоном деформации всего домена i-го ранга. То же самое происходит в верхней части синклинали. А вот в верхней части антиклинали и в нижней части синклинали наблюдается *дефицит* деформации удлинения-укорочения ($k < 2$) по сравнению с общим фоном деформации всего домена i-го ранга. Если из общей деформации вычесть «фоновое» значение i-го ранга ($K = 2$), то мы будем иметь «в остатке» деформацию вертикального удлинения и горизонтального укорочения в нижней части антиклинали и в верхней части синклинали и противоположную деформацию вертикального укорочения и горизонтального удлинения в верхней части синклинали и в нижней части антиклинали, т. е. картину, аналогичную ячейке i-го ранга (см. рис. 4.14). Структурно это выражается в более сжатой конфигурации антиклинали в ее нижней части и смежных синклиналей в их

верхних частях и в выполаживании антиклинали вверх, а синклиналей — вниз по разрезу, о чем говорилось выше (см. рис. 10.6). В складчатых областях в более сжатых антиклиналях развит более интенсивный кливаж, чем в смежных более открытых синклиналях.

Таким образом, сумма половин смежных складок в домене горизонтального сжатия i-го ранга может быть квалифицирована как *ячейка* $(i+1)$*-го ранга*, состоящая из четырех *доменов* $(i+1)$*-го ранга. А* весь домен i-го ранга, состоящий из складок, а тем самым из ячеек $(i+1)$-го ранга, представляет собой геодинамическую (в терминах кинематики) и структурную *систему* $(i+1)$*-го ранга*. Эта система обладает теми же качествами (подразделение на ячейки и далее на домены), как и система i-го ранга, охарактеризованная выше. В частности, эта система функционирует в горизонтальной зоне влияния складчатости более вязкого слоя на менее вязкую среду. Эта зона влияния обозначена на рис. 10.5*в* двусторонней стрелкой и является своеобразным «конвектирующим слоем». Выше и ниже этой зоны складчатость выполаживается и исчезает (ср. с рис. 4.16). Такой процесс дисгармоничного складкообразования воспроизведен экспериментально (рис. 10.5*г*).

Итак, мы установили, что геологическое тело (и происходящий в нем кинематический процесс), которое является составной частью более крупного геологического тела, может быть отнесено к категории более высокого (более мелкого) ранга лишь в том случае, когда оно подобно по характеру происходящих в нем процессов более крупному телу. В данном случае «критерием подобия» является степень однородности деформации. Как мы видели выше (см. рис. 1.9–1.12 и соответствующий текст), геологические тела, «вложенные одно в другое», чередуются как раз по этому признаку. Продолжая эту логику, можно констатировать, что геосфера, или толща, в которой функционирует геодинамическая система i-го ранга, состоящая из конвективных ячеек, испытывает относительно однородную деформацию. А вот деформация в отдельной ячейке уже существенно неоднородна, поскольку в ней чередуются в шахматном порядке две пары доменов горизонтального сжатия и горизонтального растяжения. В свою очередь, деформация в каждом из таких доменов гораздо более однородна. Как мы уже видели выше, в домене горизонтального сжатия возникает складчатость, а вместе с ней и столь же деформационно-однородная геодинамическая и структурная система $(i+1)$-го ранга, с деформационно-неоднородными ячейками $(i+1)$-го ранга, состоящими из деформационно-однородных доменов $(i+1)$-го ранга.

10.2.2. Иерархия «неконвективных» геодинамических и структурных систем

На рис. 10.5*б* между шарнирами антиклинали и синклинали протягивается крыло, расположенное в пределах двух доменов $(i+1)$-го ранга. Прямолинейная часть этого крыла проходит через центр ячейки $(i+1)$-го ранга, состоящей

из половины антиклинали и половины смежной синклинали. Как мы видели выше (см. рис. 4.12, участок 1), в центре ячейки преобладает вращение. В случае нашей пары складок это вращение крыла сопровождается простым сдвигом вдоль слоистости и взаимным проскальзыванием слоев (см. рис. 3.3*б* и 3.6*б*). Прямолинейная конфигурация этого участка крыла дает основание говорить об однородности деформации сдвига на этом участке (см. рис. 1.11 и соответствующий текст). Поэтому этот участок может быть квалифицирован как домен того же (i+1)-го ранга. В то же время, как было указано выше, этот участок крыла может быть сложен пачкой флиша. Если сосредоточить внимание на одном флишевом ритме (см. рис. 3.6*в*), то в пределах этого ритма деформация уже отличается неоднородностью, выраженной в виде «преломления» кливажа при переходе от песчаного элемента ритма к сланцевому. Эта неоднородность подчиняется определенной закономерности — «дефицит» деформации в одном месте *компенсируется* «излишней» деформацией в соседнем месте (см. пояснения к рис. 3.6*в*). Эта компенсация отличается от компенсационной организации тектонического течения в ячейке (см. рис. 4.12*а* и 10.5), поскольку здесь уже не приходится говорить о конвекции. Тем не менее мы имеем основание говорить, что пачка флиша на крыле складки — домен (i+1)-го ранга — является *одновременно* системой следующего, более высокого (более мелкого) (i+2)-го ранга, состоящего из «ячеек» (отдельных флишевых ритмов) того же (i+2)-го ранга. В свою очередь, эти «ячейки» состоят из доменов того же (i+2)-го ранга, представленных элементами ритма, в нашем примере слоем песчаника и слоем глинистого сланца. В каждом из этих элементов имела место однородная деформация, поскольку в их пределах первоначально прямые плоскости (подошва, кровля и поверхности кливажа, см. рис. 3.2*а*) сохранили свою прямолинейность и после деформации (см. рис. 3.2*б*). Продолжая логику нашего рангового анализа, мы можем заключить, что каждый элемент флишевого ритма, например слой песчаника, являющийся доменом (i+2)-го ранга, *одновременно* представляет собой систему следующего, (i+3)-го ранга, состоящую из «ячеек» того же (i+3)-го ранга, — отдельных обломочных зерен, окруженных цементом. В этой «ячейке» также происходит деформационная *компенсация* — более вязкое зерно испытывает меньшую деформацию, чем вся порода в целом, зато менее вязкий цемент деформирован сильнее, чем вся порода. Это дает нам основание считать зерно и цемент в названной «ячейке» (i+3)-го ранга доменами того же (i+3)-го ранга. А вот зерно, будучи доменом (i+3)-го ранга, является *одновременно* системой следующего, (i+4)-го ранга. Его кристаллическая решетка неоднородна, максимум деформации приходится на зоны спайности и другие «ослабленные» участки, а ее минимум или отсутствие — на остальные участки решетки. То есть и здесь можно выделить «ячейки» и домены того же (i+4)-го ранга. Но мы далее не будем углубляться в этот вопрос из-за его специфичности.

В части II настоящего пособия были рассмотрены структурные уровни деформаций геологической среды. Было показано, что модель исходной структуры реальной геологической среды может быть представлена иерархией элементов, содержащей разные уровни их структурной организации. В простейшем виде такая иерархия содержит внутризерновые уровни (атомы, дислокационные структуры, блоки мозаики и др.), уровни зерен, агрегатов зерен, слоев, пачек слоев, а также блоков и ансамблей блоков. Все эти уровни структурной организации системы можно назвать уровнями «неконвективного» ряда. Уровнем «конвективного» ряда является уровень геосфер.

Уровню «конвективного» ряда (*уровню геосфер*) отвечает описанная выше геодинамическая и соответствующая ей структурная система i-го ранга. (Ниже будет показано, что в соответствии с рангом геосфер можно выделить системы $(i-1)$-го, $(i-2)$-го и следующих рангов, после чего вместо неопределенного символа i можно будет вставить конкретные номера.) Уровням «неконвективного» ряда соответствуют: *уровню зерен* — система $(i+4)$-го ранга (зерно и вся его «внутренность»), *уровню слоев* — система $(i+3)$-го ранга (слой определенного состава и вся его «внутренность»), *уровню пачек слоев* — система $(i+2)$-го ранга (пачка слоев на крыле складки и вся ее «внутренность»). Неким *пограничным* уровнем между «неконвективным» и «конвективным» рядами является *уровень толщ слоев* — система $(i+1)$-го ранга (складчатая толща) в домене i-го ранга. На этом уровне взаимная компенсация доменов $(i+1)$-го ранга в ячейке того же ранга осуществляется, как мы видели выше, в виде компенсационной организации тектонического течения конвективного типа (см. рис. 10.5 и 10.6), так же как и на уровне геосфер (i-й ранг). А вот на уровне пачек слоев $(i+2)$-го ранга, уровне слоев $(i+3)$-го ранга и уровне зерен $(i+4)$-го ранга компенсация происходит неконвективным способом.

Подведем итог вышесказанному.

1. Ранговая организация геологических и соответствующих им «геодинамических» тел заключается не только в том, что тело более высокого (более мелкого) ранга является составной частью тела более низкого (более крупного) ранга. Имеет место «иерархическое чередование» тел, в которых господствует относительно *однородная* деформация, и тел с резко *неоднородной* деформацией внутри них. Можно выделить последовательную иерархическую триаду некоторого i-го ранга по мере уменьшения размеров тела: *система* (однородная деформация) → *ячейка* (неоднородная деформация) → *домен* (однородная деформация). В то же время домен i-го ранга является одновременно системой $(i+1)$-го ранга.

2. Хотя в ячейках деформация резко неоднородна, эти неоднородности взаимно *скомпенсированы* таким образом, чтобы тело, состоящее из ячеек и представляющее собой систему, испытывало однородную деформацию.

3. В рангах «конвективного» ряда (на уровне геосфер) указанная компенсация в ячейках происходит путем компенсационной организации тектонического

течения конвективного типа. В рангах «неконвективного» ряда (на уровне пачек слоев, слоев и зерен) компенсация в «ячейках» происходит неконвективным способом (поэтому соответствующий «конвективный» термин — «ячейка» — взят в кавычки).

10.2.3. Иерархическое чередование пластической и разрывной деформаций

Выше речь шла о геологических и «геодинамических» телах, в которых функционируют геодинамические системы и в которых запечатлены структурные системы разного ранга. Рассматривались пластические деформации этих тел. Теперь включим в наш анализ также и разрывные деформации. В части I учебного пособия говорилось об относительности понятий о пластической и разрывной деформации в зависимости от соотношения размеров тел и нарушающих их сплошность разрывов (трещин) (см. рис. 1.1). Было показано, что разрывное нарушение можно рассматривать как предельный случай неоднородности деформации (см. рис. 1.30). Но наиболее интересен для нас тот аспект вопроса, в котором разрывная деформация некоторого объема среды трактовалась как механизм пластической деформации более крупного объема, альтернатива пластической деформации соразмерного объема и координатор пластической деформации более мелких объемов. Вернемся к рис. 1.1 и 1.29. На рис. 1.1*а* изображено геологическое тело, испытавшее *однородную* деформацию. А вот фрагмент этого тела (см. рис. 1.1*б*) был деформирован резко *неоднородно*: вся деформация была сосредоточена в разрыве и околоразрывном пространстве, которое С. И. Шерман и Р. М. Лобацкая предложили именовать «зоной динамического влияния разлома». Кинематика этой зоны весьма своеобразна. Любой разрыв где-то оканчивается, поэтому на фронте движущегося крыла разрыва возникает геодинамическая обстановка горизонтального сжатия (см. рис. 1.29), а в его тылу — обстановка горизонтального растяжения. Применяя нашу терминологию, можно квалифицировать фронт и тыл крыла разрыва как два взаимно скомпенсированных домена, в каждом из которых деформация относительно *однородна*. Эти два домена образуют в совокупности своеобразную «ячейку», в пределах которой деформация резко неоднородна. Другими словами, и в случае разрывной деформации имеет место иерархическая триада по мере уменьшения размеров тела: *система* (однородная деформация, рис. 1.1*а*) → *ячейка* (неоднородная деформация, рис. 1.1*б* и 1.29) → *домен* (однородная деформация, рис. 1.29, фрагмент ЧК). В то же время домен данного i-го ранга является одновременно системой $(i+1)$-го ранга, поскольку в нашем примере Чаткало-Кураминская система новейших линейных поднятий и впадин (ЧК) вполне аналогична складчатой системе того же ранга, описанной выше. На рис. 10.7 вся названная триада изображена в виде квадратов, «вложенных» один в другой.

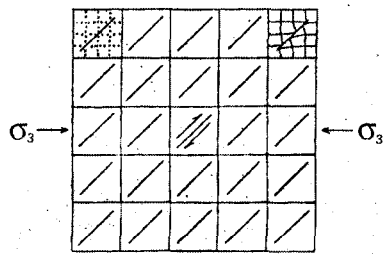


Рис. 10.7. Иерархическая триада для ситуации с разрывной деформацией: геодинамическая и соответствующая ей структурная система (однородная деформация) — крупный квадрат; геодинамические (структурные) ячейки (резко неоднородная деформация) — средние квадраты; геодинамические (структурные) домены (однородная деформация) — мелкие квадраты. Пояснения в тексте

В системах с участием разрывных нарушений иногда наблюдается конвективный характер взаимной компенсации доменов. На рис. 10.8 во фронтальных частях обоих крыльев разрыва, рассекающего известняк, в обстановке сжатия происходит формирование стилолитовых швов посредством механизма растворения под давлением (*pressure solution*), описанного выше при характеристике формирования кливажа, муллионных швов и дизъюнктивов сжатия. Растворенный материал отлагается в непосредственной близости, в тыловых частях противоположных крыльев разрыва, где в обстановке растяжения формируются трещины отрыва, «поглощающие» этот материал. Другими словами, как и в обычной конвективной ячейке, имеет место компенсационное сочетание двух пар противоположно направленных потоков вещества: в твердом состоянии вдоль разрыва и в растворенном состоянии поперек него.

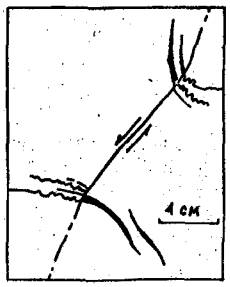


Рис. 10.8. Конвективный характер взаимной компенсации доменов сжатия и растяжения в зоне динамического влияния разрыва. Во фронтальных частях обоих крыльев разрыва, рассекающего известняк, в обстановке сжатия происходит формирование стилолитовых швов посредством механизма растворения под давлением. Растворенный материал отлагается в непосредственной близости, в тыловых частях противоположных крыльев разрыва, где в обстановке растяжения формируются трещины отрыва, «поглощающие» этот материал. Как и в обычной конвективной ячейке, имеет место компенсационное сочетание двух пар противоположно направленных потоков вещества: в твердом состоянии вдоль разрыва и в растворенном состоянии поперек него (по А. Николя)

10.2.4. Понятие о пяти аспектах организации геодинамических и соответствующих им структурных систем

Главная проблема тектонофизики XXI в. — это создание *собственной теоретической базы*, которая, не игнорируя и в нужной мере используя законы физики, в то же время была бы основана на свойствах именно *геологической* среды с учетом *весьма длительного* времени протекания процессов в этой среде. Геологическую сплошную среду характеризуют пять ее *фундаментальных* свойств.

1. **Непрерывность.** Как было сказано выше, это свойство является причиной *компенсационной* организации геодинамических и структурных систем в любом геологическом теле, в частности, в любой геосфере (или толще), охваченной тектоническим течением, с разделением геосферы на ячейки, состоящие из взаимно компенсированных доменов.

2. **Расслоенность** на отдельные геосферы, или толщи, различающиеся по своим деформационным свойствам. Это свойство обусловливает *многоярусную* организацию геодинамических и структурных систем. При этом смежные по вертикали ячейки соседних геосфер (толщ) кинематически взаимосвязаны.

3. **Иерархия** геосфер и толщ. Мантия как часть всей Земли в целом, верхняя мантия как часть мантии, геосфера астеносфера + литосфера как часть верхней мантии, осадочный чехол как часть земной коры, отдельные осадочные толщи как части чехла, отдельные пачки как части толщи, отдельные слои как части пачки, отдельные зерна как части слоя — вот далеко не полный перечень такой иерархии. В качестве следствия имеет место *иерархическая* организация геодинамических и структурных систем, в которой домены более низкого (более крупного) ранга являются одновременно системами более высокого (более мелкого) ранга.

4. **Разрывно-пластическая реакция** на нагружение (т. е. способность как к пластическим, так и разрывным деформациям). Следствием этого свойства является *разрывно-пластическая* организация геодинамических и структурных систем, которая проявляется в «иерархическом чередовании» более однородной пластической и резко неоднородной разрывной деформации, о чем говорилось выше.

5. **Твердо-жидкий состав**, а именно сосуществование твердой и жидкой (магма, флюиды и т. п.) фаз. Как следствие — *твердо-жидкая* организация геодинамических и структурных систем.

Перечисленные **пять аспектов организации геодинамических и структурных систем находятся в тесной взаимосвязи**, и выявление ее как раз и является наиболее перспективным направлением дальнейшего развития тектонофизики.

В настоящее время такая связь только намечается. Приведем некоторые примеры. Сочетание компенсационной и двухъярусной организации приводит,

как было показано выше, к формированию «корней» под тектоническими поднятиями, выраженными в рельефе, и «антикорней» под впадинами.

Присоединение к этим двум аспектам иерархической организации позволяет представить весь спектр структур Земли как результат геодинамики иерархически соподчиненных геосфер, о чем речь пойдет в следующей главе.

Сочетание компенсационной, иерархической и разрывно-пластической организации геодинамических систем объясняет возникновение структурных парагенезов сжатия и растяжения на разных концах крыла сдвигового разрыва или разлома, о чем подробно говорилось выше. Их отсутствие на другом крыле является индикатором *неподвижности* этого крыла. Это дает ключ к разрешению одного из острых вопросов кинематики разрывных нарушений — определению направления *абсолютного* перемещения крыльев разрыва, в частности надвиго- или поддвигообразования.

Сочетание компенсационной и твердо-жидкой организации геодинамических систем обеспечивает парадоксальный на первый взгляд феномен растворения или расплавления горных пород в домене горизонтального сжатия. Это сжатие провоцирует дилатансию (увеличение объема), снижение давления при неизменной температуре и переход части породы в раствор или расплав. В то же время в обстановке сжатия растворы и расплавы отжимаются в расположенный выше домен горизонтального растяжения, где и происходит кристаллизация раствора или расплава (магмы).

Глава 11

ВВЕДЕНИЕ В ГЕОДИНАМИКУ ИЕРАРХИЧЕСКИ СОПОДЧИНЕННЫХ ГЕОСФЕР

В предыдущей главе было дано теоретическое и поэтому несколько абстрагированное обоснование выделения геодинамических систем разного ранга. В этой главе такая операция производится на конкретном геологическом материале с выделением иерархически соподчиненных конвективных геодинамических систем разного ранга, причем каждая система «действует» в геосфере того же ранга.

11.1. НЕОБХОДИМОСТЬ МОДЕРНИЗАЦИИ КОНЦЕПЦИИ ТЕКТОНИКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

В последней трети XX в. в геотектонике и геодинамике произошла смена господствующей парадигмы от «фиксистской» геосинклинальной концепции к «мобилистской» концепции тектоники литосферных плит. Как это обычно бывает при развитии науки, стройная вначале парадигма постепенно приходит в противоречие с вновь открываемыми или интерпретируемыми в новом аспекте известными фактами. Не избежала этой судьбы и концепция тектоники литосферных плит к началу XXI в. Об этом и пойдет речь ниже.

11.1.1. «Фиксизм» и «мобилизм»

Если в настоящее время провести референдум среди геологов о перспективах фиксизма и мобилизма, то, скорее всего, пришлось бы фиксизм торжественно и с почестями «похоронить», как был «похоронен» мобилизм в образе гипотезы А. Вегенера около 50 лет назад, а приводимые в его пользу аргументы и факты были преданы забвению. Возникает вопрос — каким образом можно ввести оба направления тектонической мысли в русло «мирного сосуществования»? Ведь конфронтация в науке, с переходом от глухой обороны к контрнаступлению и видимостью победы, малоперспективна.

В качестве примера такой конфронтации можно привести дискуссии на страницах соответствующих журналов по поводу работ В. Б. Караулова «Мобилизм, фиксизм и конкретная тектоника» (1988) и Е. А. Рогожина и В. Н. Шолпо «Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа» (1988), в которых приняли участие Ю. Г. Леонов, В. Б. Караулов, Н. В. Короновский, Е. А. Рогожин, В. Е. Хаин, В. Н. Шолпо и Ф. Л. Яковлев. Суть дискуссий состоит в том,

что «фиксисты» считают механизм сближения литосферных плит слишком грубым для объяснения всех нюансов тектоники конкретного региона, а «мобилисты» не могут допустить, что какой-то регион может развиваться автономно, без воздействия плит, движение которых в глобальном масштабе считается доказанным.

Применительно к конкретному региону — Большому Кавказу — Е. А. Рогожин и В. Н. Шолпо считают, что механизм сближения Африкано-Аравийской и Евразийской литосферных плит слишком груб для объяснения всех нюансов складкообразования в данном конкретном регионе, и предлагают объяснение на региональном уровне — термофлюидную «адвекцию» (ограниченную конвекцию) в геосинклинальном чехле. (О понятии «адвекция» и его соотношении с понятием «конвекция» речь впереди.) Их оппоненты основываются на фактах глобального уровня, свидетельствующих о сближении названных плит. А раз такое сближение происходит, то оно неизбежно должно приводить к горизонтальному укорочению геосинклинальных толщ, и нечего мудрить с какой-то там «адвекцией».

Попытки увязать тектонику плит с тектоникой конкретных регионов приводят к выделению малых плит, микроплит и террейнов в сочетании с идеями о двухъярусной тектонике плит (Лобковский, 1988) и расслоении литосферы (Тектоническая расслоенность литосферы, 1980). Это ведет к усложнению основной, в классическом виде достаточно стройной концепции, что дает дополнительную пищу для критики (Белоусов, 1989).

Кто же в этом споре прав? А нельзя ли, к чести ученых обоих направлений, которые не один год размышляли над своими фактами и аргументами, представить дело так, что правы обе стороны, но каждая по-своему? Оптимальным путем разрешения противоречий представляется признание того, что позиция каждой из сторон в пределах соответствующего ранга геодинамической системы является справедливой, и выявление междуранговых связей таких систем. Об этом и пойдет речь ниже.

11.1.2. Ограниченность концепции тектоники литосферных плит

В гипотезе дрейфа континентов А. Вегенера (1984) континентальные монолиты, представленные «гранитным» слоем, перемещались по неподвижному «базальтовому» слою, подстилающему как континенты, так и океаны. Тектоника литосферных плит «нарастила» движущиеся монолиты как вглубь (до подошвы литосферы), так и по латерали, присоединив к континентальной литосфере океанскую литосферу.

Однако в настоящее время само понятие «литосферная плита» подвергается серьезному испытанию. У континентов обнаружились «корни» глубиной около 400 км (а по некоторым данным — даже до подошвы верхней мантии, до глубин 660–670 км), которые при дрейфе континентов, несомненно, должны перемещаться вместе с последними. Тем самым плиты уже не могут считаться

«литосферными», поскольку в них должна включаться подлитосферная мантия. Более того, это уже не «плиты», а тела более сложной конфигурации, напоминающие «перевернутые шляпы», мощность которых в океанической части на порядок меньше, чем под континентами. И возникает сомнение в состоятельности таких обсуждаемых в литературе версий движущей силы дрейфа плит, как «расталкивание» в зонах спрединга (*ridge push*) и «затягивание» в зонах субдукции (*slab pull*): слишком тонка для этого океаническая часть плиты. Но если приложение сил сбоку сомнительно, то остается лишь один возможный вариант — касательное усилие на подошве «плиты» (*drag force*) в ее наиболее толстой, континентальной части, возбуждаемое конвекцией в подстилающей мантии. Такая конвекция не может происходить лишь в верхней мантии, поскольку в этом случае конвектирующий слой, ограниченный сверху подошвой континентов (глубиной как минимум 420 км) и снизу подошвой верхней мантии (670 км), имел бы мощность всего примерно 250 км при значительно большем горизонтальном размере континентов. Такие сильно удлиненные по горизонтали конвективные ячейки, как было сказано выше, энергетически невыгодны. Поэтому конвекция, ответственная за дрейф континентов, должна охватывать *всю* мантию.

Из приведенного весьма краткого обзора эволюции взглядов на причины дрейфа континентов нетрудно видеть постепенное «углубление» подошвы активной геосферы — от континентальной части верхней коры в гипотезе А. Вегенера к геосфере астеносфера + литосфера в тектонике плит и далее ко всей мантии в целом. Однако при таком подходе остается неизменным признание единственности активной геосферы и квалификация происходящей в ней конвекции как одноярусного процесса одного ранга. Являясь причиной дрейфа континентов, такая конвекция не может быть одновременно причиной формирования всего спектра *разноранговых* тектонических структур.

На пути к поиску такой причины В. Е. Хаин в 1989 г. выступил с идеей об относительно автономной конвекции в отдельных геосферах, которую он развивал и в своих последующих работах (Хаин, Ломизе, 1995). О чередовании периодов одноярусной конвекции во всей мантии и двухъярусной конвекции раздельно в нижней и верхней мантии высказывались и другие исследователи, например, можно указать на новую фундаментальную монографию Н. Л. Добрецова с соавторами (2001) и одну из последних публикаций Л. И. Лобковского и В. Д. Котелкина (2000).

Однако и при таком «многоярусном» подходе к процессу конвекции этот процесс по-прежнему представляется как *одноранговый* и поэтому не может рассматриваться как причина формирования всего иерархического спектра тектонических структур разного ранга. Следующий шаг — это попытка создания концепции *разноранговой* конвекции с характерной ситуацией: «ячейки высшего ранга внутри ячейки низшего ранга». Другими словами, речь идет о том, чтобы для *абстрактных* геодинамических и структурных систем i-го, (i–1)-го,

(i–2)-го и т. д. рангов, упомянутых выше, найти в природе соответствующие *конкретные* системы, начиная с 0-го ранга.

11.1.3. Иерархия геосфер и толщ Земли как основа создания концепции иерархической геодинамики

Эта иерархия, как уже было упомянуто выше, выглядит следующим образом. Мантия как часть всей Земли в целом, верхняя мантия как часть мантии, геосфера астеносфера + литосфера как часть верхней мантии, осадочный чехол как часть земной коры, отдельные осадочные толщи как части чехла, отдельные пачки как части толщи, отдельные слои как части пачки, отдельные зерна как части слоя — вот далеко не полный перечень такой иерархии. В качестве следствия имеет место иерархическая организация геодинамических и структурных систем, в которой домены более низкого (более крупного) ранга являются одновременно системами более высокого (более мелкого) ранга. Это позволяет представить весь спектр структур Земли как результат геодинамики иерархически соподчиненных геосфер (табл. 11.1).

Таблица 11.1

Геодинамика иерархически соподчиненных геосфер

Ранг ГС	Геосфера h (км)	Ареал	Процессы, структуры	Ранг ГЦ t, Ма	h/t, см/год
ГС-0	Вся Земля 6370	Повсеместно	Западная и северная компоненты дрейфа континентов, связанные с поднятием Антарктиды и опусканием Арктики по «правилу буравчика»	Цикл северного дрейфа 1700	0,37
ГС-1	Вся мантия 2900	Повсеместно	Созидание и распад суперконтинентов	Циклы Вилсона 650	0,45
ГС-2	Верхняя мантия 660–670	Под океанами	Субдукция, коллизия, спрединг	Циклы Бертрана 175–200	0,33–0,38
ГС-3	Астеносфера + литосфера	В зонах повышенного теплопотока (субдукции, коллизии, спрединга)	Двухъярусная конвекция:		
	ГС-3а 300–400		В зонах субдукции и коллизии — мантийные диапиры, впадины над ними, дугообразные желоба и зоны	?	?

Таблица 11.1 (продолжение)

Ранг ГС	Геосфера *h* (км)	Ареал	Процессы, структуры	Ранг ГЦ *t*, Ма	*h* /*t*, см/год
			и зоны Беньофа или центробежно-вергентные складчато-покровные сооружения на периферии	?	?
	ГС-3б 100–220		В зонах коллизии — системы линейных продольных поднятий с «корнями» и впадин с «антикорнями»	Циклы Штилле 30	0,33–0,73
	ГС-3в 50–100		В зонах спрединга — системы линейных поперечных поднятий с корнями и впадин с антикорнями	?	?
ГС-4	Осадочный чехол 5–15	В зонах коллизии	Термофлюидная конвекция. Региональный метаморфизм. Антиклинории и синклинории, складки	Фазы складчатости 1–3	~ 0,50

Примечание: ГС — геодинамические системы; ГЦ — геодинамические циклы; циклы Вилсона, Бертрана и Штилле — по В. Е. Хаину (2000); *h* — мощность геосферы; *t* — длительность цикла в Ма (млн лет).

Комментарии к табл. 11.1 содержатся в последующих разделах данной главы.

11.2. НАДГЛОБАЛЬНАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ СИСТЕМА 0-ГО РАНГА (ГС-0)

Современная картина распределения континентальных масс на поверхности Земли, как известно, обнаруживает две не сочетающиеся друг с другом закономерности: 1) бóльшая часть этих масс расположена в Северном полушарии; 2) в то же время в области Южного полюса располагается континент (Антарктида), а в области Северного полюса — Арктический океан.

Г. Ф. Уфимцев (1998) подметил и другие черты асимметрии Земли относительно экватора. Южное полушарие обладает избытком, а Северное полушарие — дефицитом высот геоида по отношению к эллипсоиду вращения. Геоид имеет грушевидную форму с раздувом его в Южном полушарии (рис. 11.1). Избыток высот в общем соответствует океанам, а дефицит — континентам (особенно четко это заметно у Антарктиды). Мантия Земли в Южном полушарии более насыщена астеносферными слоями, поэтому там цокольные поверхности континентов обладают большей высотой. Раздел между «горячим» Южным и «холодным» Северным полушариями смещен на север относительно экватора. Отражением этого раздела в литосфере является Карибско-Альпийско-Гималайский подвижный пояс.

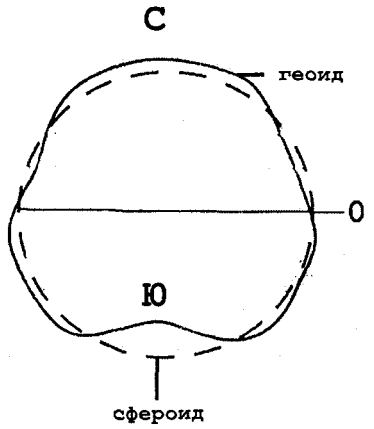


Рис. 11.1. Избыток высот геоида в Южном полушарии Земли и дефицит этих высот в Северном полушарии относительно сфероида вращения (по Г. Ф. Уфимцеву)

11.2.1. Западная и северная компоненты дрейфа континентов

Кинематические реконструкции дрейфа континентов после распада суперконтинента Родиния в позднем докембрии выявили, помимо тенденции к созиданию и распаду суперконтинентов (Гондваны и последней, вегенеровской Пангеи), тенденцию к смещению континентов в *западном* и *северном* направлениях. Северная компонента дрейфа континентов заключается в следующем.

Суперконтинент Родиния в позднем докембрии был вытянут в субмеридиональном направлении. Его центр располагался вблизи Южного полюса. Следующая Пангея — Пангея Вегенера — своей большей частью была расположена также в Южном полушарии. Однако ее центр находился в позднепермскую эпоху уже ближе к экватору. В позднем мелу ее центр сместился далее к северу, а затем процесс смещения замедлился из-за «скопления» континентов вблизи Северного полюса — «дальше двигаться к северу было

некуда». Современный центр континентальных масс, по расчетам С. Л. Афанасьева (2001), находится в Крыму. В мезозое-кайнозое господствовал преимущественно северный дрейф континентов, кроме Антарктиды, сместившейся на незначительное расстояние к югу и уже в меловом периоде «обосновавшейся» в южнополярной области. В течение позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя происходило постоянное «откалывание» микроконтинентов от пассивной гондванской окраины и их причленение к активной евразийской окраине. Северный дрейф испытывали и тихоокеанские террейны. Имела место направленность развития спрединга в Атлантике с юга на север, причем отдельно в северной и южной половинах океана. К востоку от Восточно-Тихоокеанского поднятия происходило «прорастание» к северу древних осей спрединга и их «джампинг» к западу. В настоящее время верхняя мантия Южного полушария является менее деплетированной, чем верхняя мантия Северного полушария, хотя процесс океанообразования происходит после распада Пангеи Вегенера гораздо масштабнее именно в Южном полушарии. Это объясняется, с учетом древнего возраста мантийного источника базальтов срединно-океанских хребтов, тем, что при формировании позднедокембрийского суперконтинента Родинии под нее субдуцировала океанская кора окружавшей ее Панталассы. Поэтому разница в степени деплетированности верхней мантии возникла после распада Родинии и до распада Пангеи Вегенера (Волобуев, 1998). Возникновению такой разницы могла способствовать значительная «континентальность» Южного полушария по сравнению с Северным полушарием в позднем докембрии.

Если западная компонента дрейфа континентов, скорее всего, относительно постоянна, то северная компонента должна убывать по мере скопления континентов в области Северного полюса. Возможно, именно этим можно объяснить изменение направления смещения Тихоокеанской плиты с северо-северо-западного на западно-северо-западное относительно знаменитой Гавайской горячей точки, в результате чего возник вулканический Гавайско-Императорский подводный хребет, изменяющий свое простирание в более южных широтах.

11.2.2. Надглобальная геодинамическая система 0-го ранга (ГС-0)

«Западная» тенденция дрейфа континентов объясняется действием ротационных приливных сил, замедляющих вращение вышележащих геосфер относительно нижележащих. Это предполагал еще А. Вегенер, а о влиянии лунных приливов высказывался в свое время Ч. Дарвин. Теоретическое обоснование этого процесса содержится в недавней публикации (Smith, Lewis, 1999), а результаты физического моделирования опубликованы в работе (Бобряков и др., 1991).

Что касается «северной» тенденции дрейфа континентов, то она вполне объясняет указанную выше приуроченность большей части континентальных

масс к Северному полушарию, но «причины всех этих смещений пока не ясны» (Хаин, Ломизе, 1995, с. 440).

Если считать, что северная компонента дрейфа континентов обусловлена тектоническим течением подконтинентальной мантии и кинематически связанного с ней внешнего «жидкого» ядра, генерирующего магнитное поле Земли, и учитывать *компенсационную организацию тектонического течения*, то можно заключить, что поверхностный северный (направленный вдоль меридианов) горизонтальный поток должен компенсироваться в тылу восходящим потоком в районе Южного полюса, а на фронте — нисходящим потоком в районе Северного полюса; эти три потока должны замыкаться глубинным южным горизонтальным противопотоком, также направленным вдоль меридианов (Bozhko, Goncharov, 1993). Другими словами, в мантии Земли осуществляется осесимметричная *одноячейковая* конвекция (рис. 11.2).

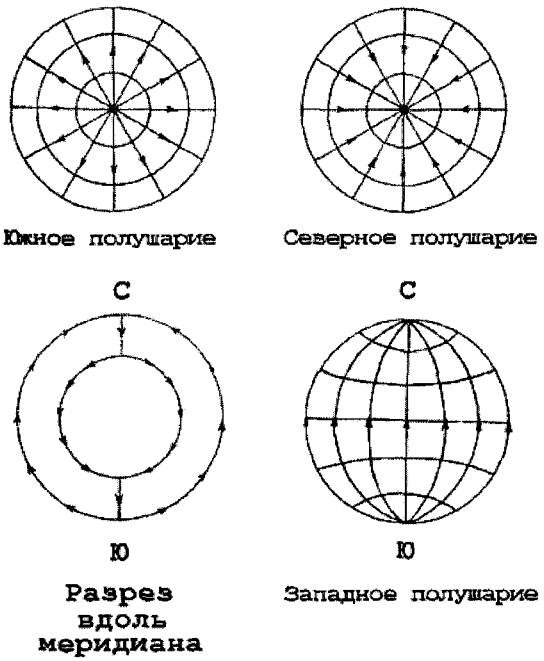


Рис. 11.2. Осесимметричная одноячейковая конвекция, охватывающая мантию и внешнее ядро Земли. Поверхностный северный (направленный вдоль меридианов) горизонтальный поток компенсируется в тылу восходящим потоком в районе Южного полюса, а на фронте — нисходящим потоком в районе Северного полюса. Эти три потока должны замыкаться глубинным южным горизонтальным противопотоком, также направленным вдоль меридианов (по Н. А. Божко и М. А. Гончарову)

Однако эта конвекция не может быть квалифицирована как *свободная*, происходящая за счет теплового источника, поскольку данные сейсмической томографии не дают оснований считать, что в зоне восходящего потока, под

Южным полюсом, существует «горячая» мантия. Остается предположить, что такая конвекция является *вынужденной*.

Эту конвекцию можно увязать с упомянутой западной компонентой дрейфа континентов с помощью известного в физике «правила буравчика». Если смотреть со стороны Южного полюса, то западный дрейф континентов будет выглядеть как вращение последних вокруг земной оси против часовой стрелки, что по «правилу буравчика» должно сопровождаться восходящим потоком под Южным полюсом. Напротив, со стороны Северного полюса этот дрейф представляет собой вращение по часовой стрелке с нисходящим потоком под Северным полюсом.

Таким образом, ротационные приливные силы могут быть причиной не только западного дрейфа континентов (см. выше), но и, по «правилу буравчика», вызывать восходящий поток вещества мантии под Южным полюсом и нисходящий — под Северным полюсом. Эти потоки компенсируются поверхностным меридиональным горизонтальным потоком от Южного полюса к Северному. Такой поток и является ответственным за северную компоненту дрейфа континентов (Bozhko, Goncharov, 1993). Вся эта взаимосогласованная система, ответственная за западную и северную компоненты дрейфа континентов, может быть квалифицирована как **надглобальная геодинамическая система нулевого ранга (ГС-0)**.

11.2.3. Ячейка и домены ГС-0

Как было сказано выше, геодинамическая (и соответствующая ей структурная) система представляет собой «геодинамическое» (соответственно геологическое) тело, которое состоит из «геодинамических» (соответственно геологических) тел меньшего размера и иного («компенсационного») качества — ячеек. В свою очередь, ячейки подразделяются на тела еще меньшего размера, обладающие своим качеством (относительной однородностью деформации), — домены.

Геодинамическая система нулевого ранга (ГС-0) функционирует во всей мантии. Вероятно, сфера ее действия распространяется и на внешнее ядро Земли. А по последним данным, внешнее ядро в своем вращении вокруг земной оси немного «отстает» от внутреннего ядра. Как мы видели выше, такое «отставание» более верхних геосфер является причиной западной компоненты дрейфа континентов. Поэтому можно считать, что ГС-0 охватывает *все* оболочки Земли, т. е. всю Землю в целом. А поскольку главной причиной сейчас признается *внешний* по отношению к Земле ротационный фактор (приливные силы), то имеет смысл относить ГС-0 к *надглобальному* классу явлений.

Как уже говорилось, северная компонента дрейфа континентов обусловлена той формой конвекции, которая изображена на рис. 11.2 и которую можно квалифицировать как *одноячейковую* с одним восходящим, одним нисходящим и двумя противоположно направленными горизонтальными потоками.

Любая ячейка, как мы видели выше, подразделяется на четыре домена: два домена горизонтального сжатия и два домена горизонтального растяжения, расположенных в шахматном порядке (см. рис. 4.12*а* и 4.14). В ячейке ГС-0 верхний домен горизонтального растяжения находится в пределах Южного полушария Земли. Его граница с нижним доменом горизонтального сжатия располагается на неизвестной пока глубине. Неясно и положение подошвы этого нижнего домена. Верхний домен горизонтального сжатия расположен в Северном полушарии. Его граница с нижним доменом горизонтального растяжения, равно как и подошва этого нижнего домена, также неясны.

Одним из признаков восходящего потока в области Южного полюса и горизонтального растяжения в этом регионе является характерный для Антарктиды рифтинг с образованием радиальных (относительно полюса) грабенов на неотектоническом этапе. Сравнение роз-диаграмм по разным континентам показывает, что только в Антарктиде резко преобладают меридиональные, т. е. радиальные (по отношению к Южному полюсу), линеаменты (рис. 11.3). Такая ориентировка трещин отрыва весьма характерна для структур гораздо меньших размеров — изометричных диапировых поднятий на платформах — и давно известна как «разбитая тарелка».

В результате северный горизонтальный поток смещает сформированные в Южном полушарии структурные парагенезы растяжения (в частности, зоны спрединга и океанообразования) в зону сжатия, где происходит и закрытие океанов, что весьма характерно для эволюции океана Тетис на протяжении всего фанерозоя. Этим же можно объяснить и то, что раздел между «горячим» Южным и «холодным» Северным полушариями смещен на север относительно экватора; литосферным отражением этого раздела является Карибско-Альпийско-Гималайский подвижный пояс, о чем было сказано выше.

Для области Северного полюса, напротив, характерен нисходящий поток и обстановка горизонтального сжатия. Одними из признаков нисходящего потока являются характерные для Арктики рифтовый и пострифтовый режимы с формированием глубоких впадин, начиная с позднего мела, т. е. как раз с того времени, когда Арктика стала устойчиво приполярной областью. Весьма медленный спрединг в хребте Гаккеля может быть следствием обстановки горизонтального сжатия и «скучивания» континентов в Северном полушарии. Следует заметить, что, вообще говоря, Арктический так называемый «океан» — это не океан в обычном смысле, а скорее внутреннее море, по своим размерам не намного больше Средиземного, особенно если смотреть на него на глобусе, а не на более привычной нам карте в проекции Меркатора. Континентальная кора этого «океана» занимает примерно половину его акватории. Отличие же его от Средиземного моря состоит в том, что здесь отсутствует коллизионная обстановка с повышенным тепловым потоком, зонами субдукции и задуговыми бассейнами (о чем речь пойдет в одном из следующих разделов). Коллизия континентов здесь невозможна из-за того, что Евразия

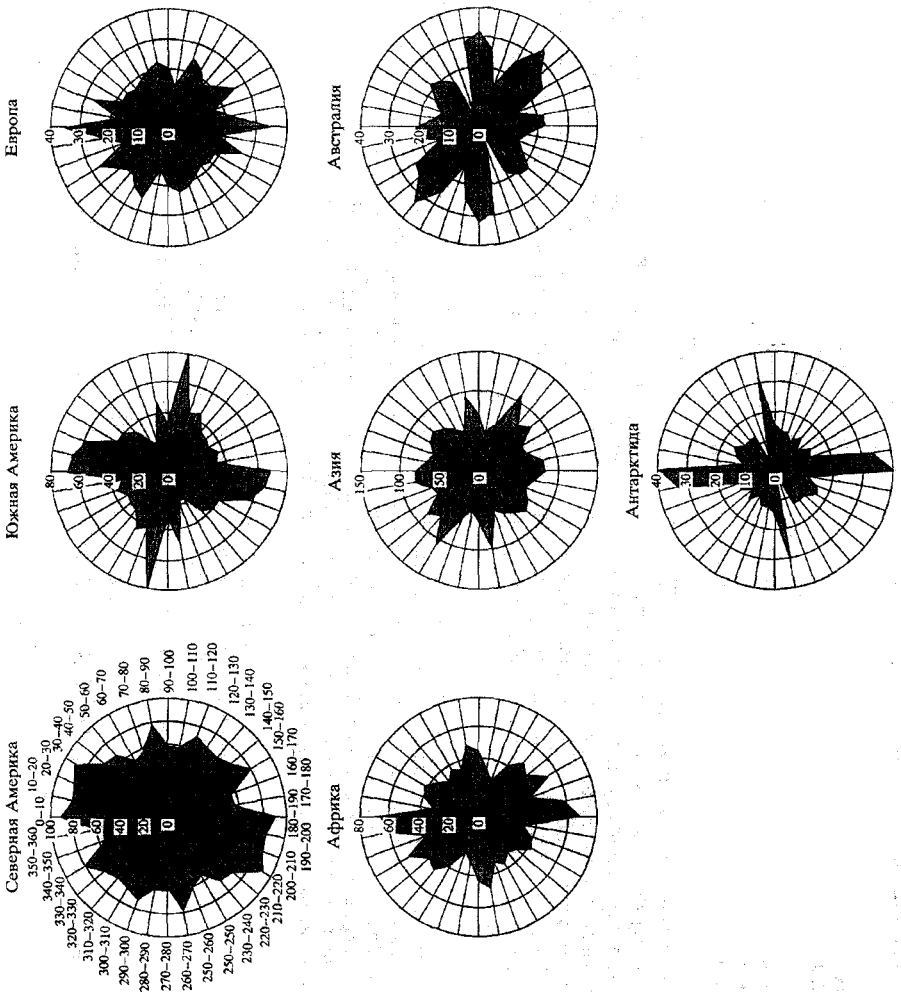


Рис. 11.3. Розы-диаграммы простираний линеаментов для различных континентов (по В. М. Анохину и И. А. Одесскому). В Антарктиде резко преобладают субмеридиональные (радиальные по отношению к Южному полюсу) простирания

и Северная Америка в результате своего северного дрейфа пришли в *боковое* соприкосновение в высоких широтах (эффект античного арочного свода из каменных глыб, давящих друг на друга и поэтому поддерживающих всю конструкцию). Этот фактор обеспечивает относительную стабильность, особенно с позднего мела. И только на континентальных окраинах Арктического бассейна происходили поднятия, которые можно рассматривать как реакцию пришедших в «воронкообразное» столкновение континентов.

Следует отметить одну характерную особенность напряженного состояния как в южном домене горизонтального растяжения, так и в северном домене горизонтального сжатия. В Южном полушарии горизонтальное растяжение действует не только в меридиональном направлении (см. рис 11.2, разрез), но и в широтном направлении (см. там же, план западной полусферы). Последнее объясняется тем, что все материальные точки при своем смещении вдоль соответствующих меридианов все больше удаляются друг от друга. Такое двустороннее растяжение вполне аналогично предполагаемой некоторыми исследователями модели расширения Земли с неупорядоченной ориентировкой рифтовых систем, в особенности древних авлакогенов. Однако имеется и существенное отличие — расширяется только литосфера Южного полушария. В Северном же полушарии при сближении материальных точек как вдоль меридианов, так и вдоль параллелей, господствует обстановка двустороннего горизонтального сжатия.

Анализ новой карты напряженного состояния верхней части литосферы (Шерман, Лунина, 2001) также привел ее авторов к выводу о связи распределения областей напряжений с осью вращения Земли.

ГС-0, обусловленная действием *внешних* по отношению к Земле ротационных сил, является крайним членом в иерархии интерферирующих конвективных ГС, функционирующих в столь же иерархически соподчиненных геосферах. Она создает *общий фон*, на котором развертывается действие ГС более высокого ранга, о которых пойдет речь в следующих разделах.

Описанная сугубо *кинематическая* модель увязки западного и северного дрейфа континентов выдвигает три вопроса для последующего решения.

1. Какова физическая подоплека «правила буравчика» применительно к сугубо механическим перемещениям континентов? Как известно, в физике этот эффект относится к области электромагнитных явлений, имеющих совершенно иную природу. Связано ли это как-то с конвекцией во внешнем ядре Земли и с ее магнитным полем?

2. Почему в зоне восходящего потока под Южным полюсом длительное время «удерживается» континент Антарктида? Согласно результатам компьютерного моделирования (Трубицын, Рыков, 2000), в зонах восходящего потока должен происходить распад суперконтинентов. Правда, и Африка, хотя и смещается к северу, но по-прежнему располагается почти над одним из двух главных «горячих» суперплюмов Земли, о чем речь пойдет ниже.

3. Почему имеет место некоторая тенденция левостороннего смещения Северного полушария относительно Южного? В частности, это выражается в том, что, согласно недавним палеогеодинамическим реконструкциям К. Скотиза и др., после распада последней Пангеи Антарктида (область Южного полюса) не испытала вращения, в то время как ансамбль Евразия — Северная Америка (область Северного полюса) повернулся примерно на 45° по часовой стрелке вокруг полюса. Теоретические же расчеты величины ротационных приливных сил, замедляющих вращение вышележащих геосфер относительно нижележащих (Smith, Lewis, 1999), показали, что амплитуда западного дрейфа континентов должна быть максимальна на экваторе и уменьшаться до нуля к обоим полюсам. Возможно ли разрешение этого противоречия посредством применения «правила буравчика», пока неясно.

Однако все эти вопросы относятся не к *кинематике*, а к *динамике* процесса дрейфа континентов. Мы уже говорили выше, что в любом случае кинематические модели и концепции должны предшествовать динамическим, а не наоборот, когда утверждается, что «так не может быть». Сегодня мы считаем главным фактором «западной» тенденции дрейфа континентов ротационные приливные силы, завтра может открыться какой-то другой фактор, а кинематическая картина останется неизменной.

11.3. ГЛОБАЛЬНАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ СИСТЕМА 1-ГО РАНГА (ГС-1)

Как было показано выше, ГС более высокого (более мелкого) ранга функционирует в геологическом теле, являющемся составной частью геологического тела, в котором функционирует ГС более низкого (более крупного) ранга. В частности, ячейки более высокого ранга являются составными частями ячейки более низкого ранга. Выше говорилось, что ячейка в ГС-0 охватывает *всю* Землю и поэтому является *единственной* (см. рис. 11.2). Следовательно, ячеек в системе следующего, 1-го ранга (ГС-1) должно быть больше одной.

Поверхность Земли в первом приближении представляет собой сферу. Значит, при разделении этой сферы на ячейки последние должны быть, также в первом приближении, изометричными. В качестве примера можно привести упомянутые выше ячейки Бенара, в которых восходящий поток происходит в центре ячейки, а нисходящий поток — по многоугольному периметру ячейки (см. рис. 2.11*а*). Вероятно, нечто подобное имело место в раннем докембрии (см. рис. 2.11*б*).

Однако в современную эпоху такой простой картины не наблюдается. Рассмотрим с этой точки зрения господствующую ныне парадигму — концепцию тектоники литосферных плит.

11.3.1. Тектоника литосферных плит как «претендент» на роль ГС-1

Тектоника литосферных плит (или, как часто говорят, просто «тектоника плит», или «плейт-тектоника» от английского «*plate tectonics*») основана на

принципе компенсационной организации тектонического течения. Исходя из неизменности во времени радиуса Земли и соответственно постоянства площади земной поверхности, она постулирует компенсацию наращивания земной коры в зонах спрединга в обстановке горизонтального растяжения поглощением избытка коры в зонах субдукции и ее «скучиванием» в зонах коллизии, где господствует обстановка горизонтального сжатия. Суть этой модели хорошо иллюстрирует широко известная блок-диаграмма Б. Айзекса, Дж. Оливера и Л. Сайкса (рис. 11.4). В качестве ячейки компенсационной организации тектонического течения здесь фигурирует «геодинамическое тело», ограниченное сверху земной поверхностью (в данной случае дном океана), снизу — границей, ниже которой отсутствует горизонтальный поток (подошвой астеносферы), с боков — соответственно зоной спрединга и зоной субдукции. Таких ячеек на этой блок-диаграмме две — слева и справа от зоны спрединга.

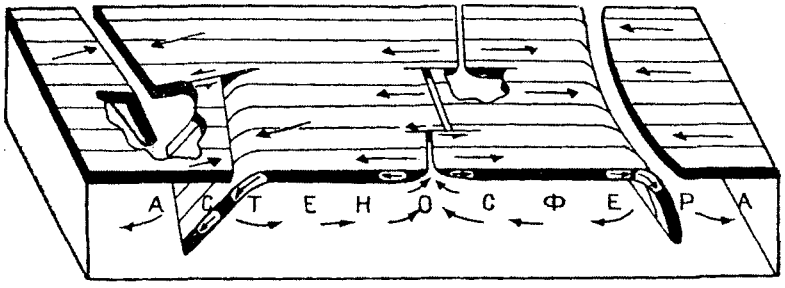


Рис. 11.4. Блок-диаграмма Б. Айзекса, Дж. Оливера и Л. Сайкса (1968), иллюстрирующая движение жестких литосферных плит, формирующихся в зонах спрединга и поглощаемых в зонах субдукции (по Хаин, Ломизе, 1995)

Однако земная поверхность отнюдь не представляет собой совокупность таких ячеек. Даже на рис 11.4 видно, что в правой части блок-диаграммы показана плита, которая движется налево. Предполагается, что еще правее, за пределами блок-диаграммы, располагается соответствующая зона спрединга. Однако эта плита движется в сторону «чужой» зоны субдукции; сама эта плита не испытывает погружения. Каким образом осуществляется компенсация разрастания коры в названной «закадровой» зоне спрединга — на этой блок-диаграмме не показано. То же замечание можно сделать и по поводу левой части диаграммы.

Это несоответствие тектоника плит трактует следующим образом. Вся литосфера, согласно данной концепции, состоит из ограниченного набора: семи основных плит, семи малых плит и некоторого количества микроплит, разделенных границами трех основных типов: дивергентными, конвергентными и трансформными (рис. 11.5). В зонах дивергентных границ (зонах спрединга) происходит наращивание коры, а в зонах конвергентных границ — ее

поглощение (в зонах субдукции) или скучивание (в зонах коллизии). В настоящее время намечаются и смешанные, «интерференционные» типы границ: транстенсионные (сочетание горизонтального растяжения со сдвигом) и транспрессивные (сочетание горизонтального сжатия со сдвигом).

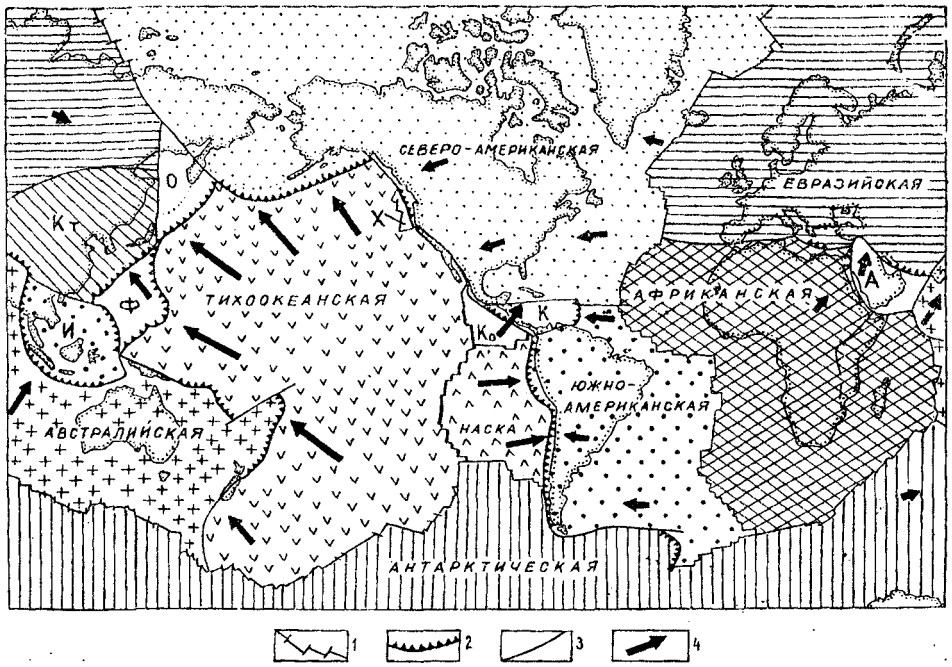


Рис. 11.5. Литосферные плиты Земли. Среди малых плит и микроплит: Х — Хуан-де-Фука; Ко — Кокос; К — Карибская; А — Аравийская; Кт — Китайская; И — Индокитайская; Ф — Филиппинская (по Хаин, Ломизе, 1995). 1 — дивергентные границы (оси спрединга); 2 — конвергентные границы (зоны субдукции, реже — зоны коллизии); 3 — трансформные разломы и прочие границы; 4 — векторы «абсолютных» движений литосферных плит (в координатах горячих точек) (по Дж. Минстеру, Т. Джордану, 1978), с дополнениями; максимальная скорость около 10 см/год

На более подробном рисунке 11.6 изображена глобальная система современных зон спрединга (а также континентальных рифтов) и главные зоны субдукции и коллизии (а также пассивные — внутриплитные — континентальные окраины). Посмотрим, насколько этот фактический материал соответствует «идеальной» схеме тектоники литосферных плит, изображенной на рис. 11.4.

Из перечисленных на рис. 11.6 четырнадцати спрединговых систем только три полностью соответствуют «идеальной» схеме. Примерно параллельно протяженной Восточно-Тихоокеанской зоне спрединга протягивается столь же протяженная Андская зона субдукции. Это характерно также для малых спрединговых систем Хуан-де-Фука (с примерно параллельной ей зоной субдукции

Каскадных гор) и Галапагосской, которая вместе с северным окончанием Восточно-Тихоокеанской зоны спрединга порождает новообразованную океанскую кору, поглощаемую в Центрально-Американской зоне субдукции. Остальные зоны спрединга не компенсированы *соразмерными (по длине)* и *конформными (по простиранию)* зонами субдукции.

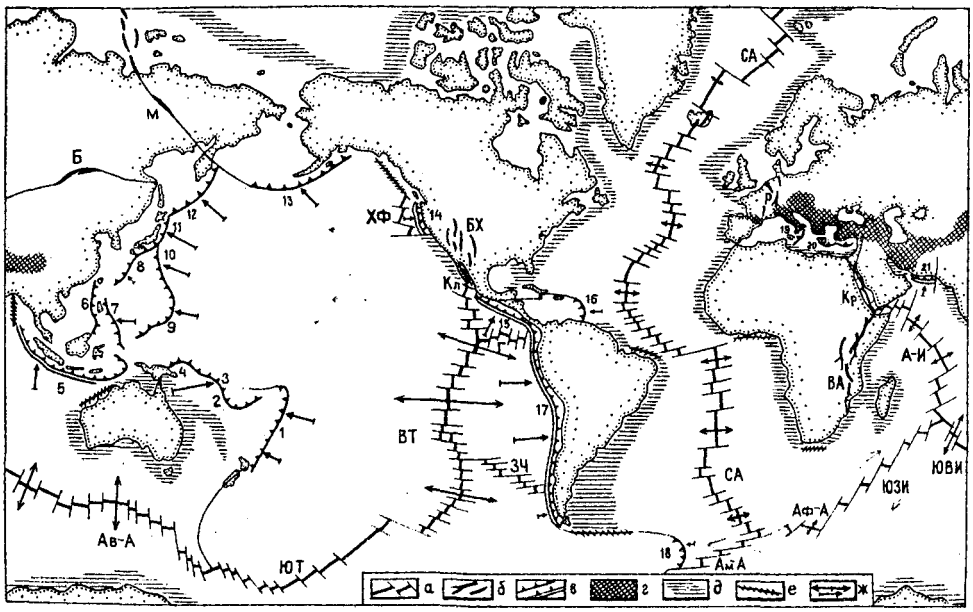


Рис. 11.6. Глобальная система современных зон спрединга и континентальных рифтов, главные зоны субдукции и коллизии, пассивные (внутриплитные) континентальные окраины. Из книги (Хаин, Ломизе, 1995), с небольшими текстовыми изменениями. Зоны спрединга: Срединно-Атлантическая (СА), Американо-Антарктическая (Ам-А), Африкано-Антарктическая (Аф-А), Юго-Западная Индоокеанская (ЮЗИ), Аравийско-Индийская (А-И), Красноморская (Кр), Юго-Восточная Индоокеанская (ЮВИ), Австрало-Антарктическая (Ав-А), Южно-Тихоокеанская (ЮТ), Восточно-Тихоокеанская (ВТ). Малые спрединговые системы: Западно-Чилийская (ЗЧ), Галапагосская (Г), Калифорнийская (Кл), Хуан-де-Фука (ХФ). Континентальные рифтовые зоны: Восточно-Африканская (ВА), Рио-Гранде — Бассейнов и Хребтов (БХ), Момская (М), Байкальская (Б), Рейнская (Р). Зоны субдукции: 1 — Тонга-Кермадек; 2 — Новогебридская; 3 — Соломон; 4 — Новобританская; 5 — Зондская; 6 — Манильская; 7 — Филиппинская; 8 — Рюкю; 9 — Марианская; 10 — Идзу-Бонинская; 11 — Японская; 12 — Курило-Камчатская; 13 — Алеутская; 14 — Каскадных гор; 15 — Центрально-Американская; 16 — Малых Антил; 17 — Андская; 18 — Южных Антил (Скотия); 19 — Эоловая (Калабрийская); 20 — Эгейская (Критская); 21 — Мекран. а — зоны спрединга и трансформные разломы; б — континентальные рифты; в — зоны субдукции: островодужные и окраинно-материковые (двойная линия); г — зоны коллизии; д — пассивные континентальные окраины; е — трансформные континентальные окраины (в том числе пассивные); ж — векторы относительных движений литосферных плит, по Дж. Минстеру, Т. Джордану (1978) и К. Чейзу (1978), с дополнениями; в зонах спрединга — до 15–18 см/год в каждую сторону, в зонах субдукции — до 12 см/год

По этой причине современная тектоника плит констатирует лишь *интегральную*, *суммарную* компенсацию разрастания коры *во всех* зонах спрединга поглощением ее *во всех* зонах субдукции и ее скучиванием *во всех* зонах коллизии. При этом зоны субдукции и коллизии либо весьма удалены от «соответствующих» зон спрединга (все западно-тихоокеанские зоны субдукции, за исключением зоны субдукции Тонга-Кермадек), либо весьма малы по сравнению с ближайшей зоной спрединга (зоны субдукции Малых Антил и Южных Антил к западу от Срединно-Атлантической зоны спрединга), либо то и другое вместе (зоны Калабрийская и Эгейская). Весьма часто конфигурация зон субдукции далека от конформности соответствующей зоны спрединга (например, полуовальная в плане Зондская зона субдукции при относительной прямолинейности соответствующих ей Юго-Восточной Индоокеанской и Австрало-Антарктической зон спрединга).

Можно было бы предположить, что ГС-1 представляет собой сложно построенную систему частично пересекающихся и различающихся по своим размерам ячеек в геосфере астеносфера + литосфера, чтобы объяснить столь «неправильные» сочетания различных зон дивергенции и конвергенции плит. Однако имеется еще одна важная особенность ячеек, образующих ГС более низкого (более крупного) ранга, — это *фиксированное* местоположение зон восходящего и нисходящего потоков.

Обратимся снова к рис. 4.16. Несмотря на нарастающую от этапа к этапу (*б*→*ж*) деформацию внутри ячеек, зоны восходящего и нисходящего потоков *фиксированы* в пространстве. Как мы уже говорили, вся совокупность этих ячеек представляет собой ГС i-го ранга. Правая нижняя четверть центральной ячейки является доменом горизонтального сжатия того же i-го ранга. Если этот домен сложен слоистой толщей, то в нем возникает складчатость общего смятия, в которой половина антиклинали и половина смежной синклинали составляют ячейку $(i+1)$-го ранга (см. рис. 10.5, 10.6 и соответствующий текст). А вот в этой ячейке зоны восходящего и нисходящего потоков (осевые плоскости смежных антиклинали и синклинали) уже не фиксированы в пространстве, поскольку они в упомянутом домене горизонтального сжатия i-го ранга постепенно *смещаются* в направлении зоны восходящего потока в ячейке i-го ранга (см. рис. 4.13 и 4.16). Таким образом, миграция в пространстве осей восходящего и нисходящего потоков является признаком того, что эти потоки составляют ячейку (а тем самым принадлежат к ГС) более высокого (более мелкого) ранга, чем ячейка (и соответствующая ГС) более низкого (более крупного) ранга, в которой зоны восходящего и нисходящего потоков более устойчивы в пространстве.

Зонами восходящего потока в концепции тектоники литосферных плит являются, как уже было сказано, зоны спрединга. Однако миграцию этих зон признают и сторонники тектоники плит, в частности миграцию в западном направлении Срединно-Атлантической зоны спрединга. Наиболее убедительный

пример такой миграции — это практически замкнутое кольцо неправильной формы, образуемое зонами спрединга вокруг Антарктиды, на которое специальное внимание обратили Е. Е. Милановский и А. М. Никишин (рис. 11.7). Без центробежной (относительно Антарктиды) миграции зон спрединга трудно представить, каким образом компенсировалось разрастание океанской коры в сторону Антарктиды, в том числе в кайнозое, поскольку в южнополярной области отсутствуют необходимые для этого зоны субдукции.

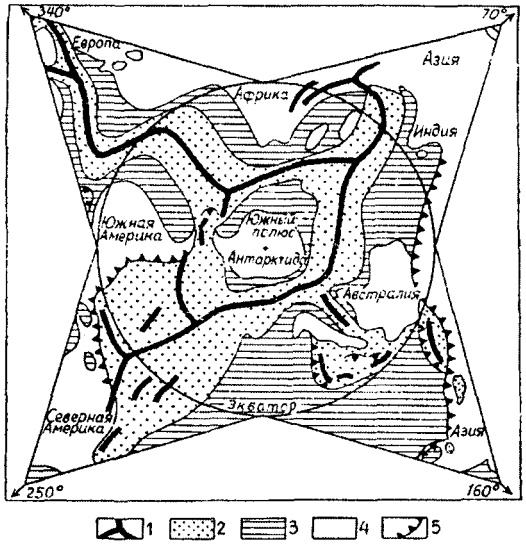


Рис. 11.7. Геометрическая правильность размещения глобальной системы зон спрединга и рифтинга относительно оси вращения Земли, по Е. Е. Милановскому и А. М. Никишину (1988). Из книги (Хаин, Ломизе, 1995). 1 — кайнозойские оси спрединга и рифтинга, главным образом активные; 2 — океанская литосфера кайнозойского возраста; 3 — то же, мезозойского возраста; 4 — области с континентальной литосферой; 5 — конвергентные границы

Последний пример подтверждает существование восходящего мантийного потока (в описанной выше ГС-0) под Антарктидой и компенсирующего его горизонтального центробежного поверхностного потока северной направленности, вдоль меридианов (см. рис. 11.2, разрез и вид со стороны Южного полюса). Этот центробежный поток, вероятно, и является причиной столь же центробежной миграции околополярной системы зон спрединга.

11.3.2. Двухъячейковая геодинамическая система 1-го ранга (ГС-1)

Однако миграция зон восходящего потока (зон спрединга) в ГС-0 еще не является основанием считать тектонику плит геодинамической системой следующего, 1-го ранга. Дело в том, что примерно такая же ситуация с центробежным «разбеганием» зон спрединга характерна и для другого, относительно

устойчивого в фанерозое континента — Африки. Этот континент окружен зонами спрединга с трех сторон — с запада, юга и востока (см. рис. 11.6). Кроме того, в Африке располагается одна из наиболее крупных рифтовых систем — Восточно-Африканская. Это дает основание считать, что под этим континентом функционирует восходящий поток горячего вещества мантии. Действительно, под Африкой, по данным сейсмической томографии, обнаружен «горячий» суперплюм, имеющий своим основанием границу ядра и мантии. Аналогичный, еще более выразительный и поэтому, вероятно, еще более «горячий» суперплюм зафиксирован на другом, антиподальном конце Земли — под Тихим океаном (рис. 11.8, левый разрез). Эти и другие факты (рис. 11.9) дали основание (Pavoni, Müller, 2000) ввести для геодинамических построений специальную систему координат — GRS (*Geotectonic Reference System*). Полюсы GRS расположены в точках пересечения земного экватора с меридианами 10° в. д. и 170° з. д. К этим полюсам как раз и приурочены не только центры Тихоокеанского и Африканского суперплюмов, но также и области повышения уровня земного геоида. А для экватора GRS, проходящего вдоль меридианов 100° в. д. и 80° з. д., характерны, наоборот, «холодная» мантия (рис. 11.8, правый разрез) и пониженный уровень геоида.

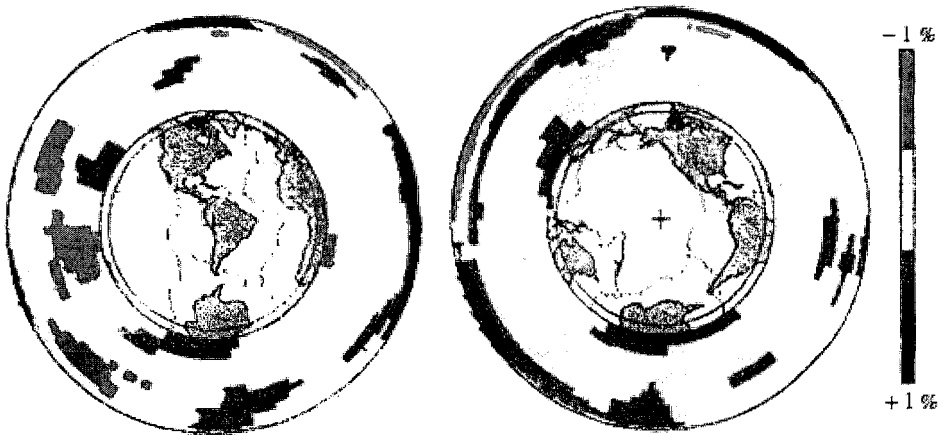


Рис. 11.8. Сейсмотомографические разрезы мантии Земли вдоль двух приблизительно взаимно ортогональных больших кругов на земной поверхности. Шкала отражает отклонения скоростей сейсмических волн от средних значений, выраженные в %. (Из Journal of the Geological Society of Japan, 1994.) На левом разрезе зафиксирована более «горячая» мантия и два суперплюма (Тихоокеанский и Африканский). На правом разрезе — более «холодная» мантия

Распад последней, вегенеровской Пангеи, в которой Африканский континент занимал близкое к центру положение, происходил таким образом, что в настоящее время все континенты (кроме Африки) расположились в меридиональном поясе, серединой которого как раз и является экватор GRS (рис. 11.10).

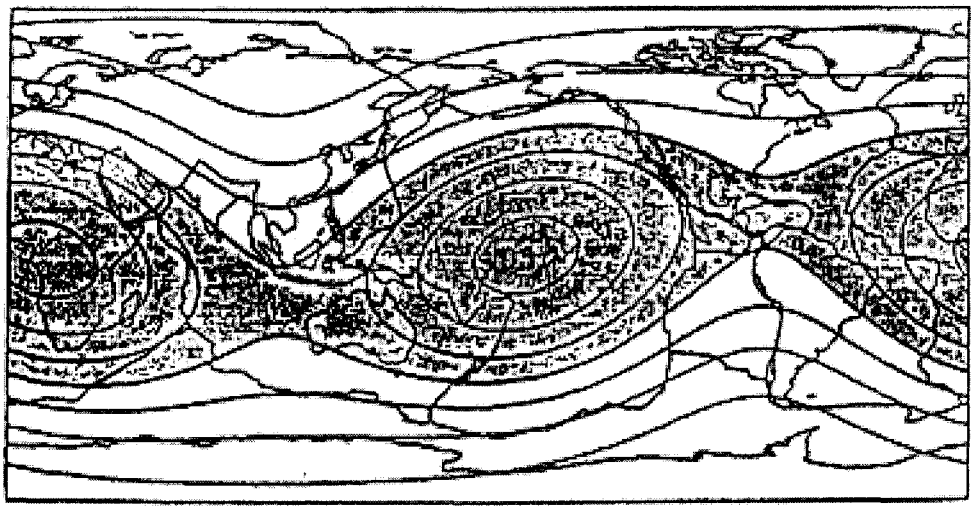


Рис. 11.9. Средние скорости сейсмических волн в нижней мантии. Области с пониженными скоростями отмечены крапом (по Е. Зайдлеру, В. Р. Якоби и Х. Кавсаку, 1999). Два центра областей с пониженными скоростями расположены вблизи экватора в антиподальных точках, соответствующих центрам Тихоокеанского и Африканского суперплюмов

Африка же, находящаяся в области одного из полюсов GRS, испытала лишь вращение примерно на 30° против часовой стрелки без существенного поступательного перемещения.

Все эти факты дают основание предполагать, что во время распада Пангеи и в постпангейское время в области Африканского полюса GRS функционировал восходящий поток мантии, компенсированный горизонтальным центробежным потоком, который сместил все континенты (кроме самой Африки) к географическому меридиональному поясу нисходящего потока (экваториальному полюсу GRS, см. рис 11.10). Избыток же вещества мантии под этим поясом и его дефицит под Африкой, обусловленный названным горизонтальным центробежным потоком, компенсировался противоположно направленным центростремительным глубинным противопотоком в нижних частях мантии. Эти четыре компенсирующих друг друга потока можно квалифицировать как гигантскую конвективную ячейку глобального масштаба, охватывающую всю мантию Африканского полушария GRS — Индо-Атлантический сегмент Земли, в котором расположены все континенты и новообразованные молодые океаны.

Другой, еще более интенсивный (судя по левому разрезу на рис. 11.8) восходящий поток реализуется в виде Тихоокеанского суперплюма, приуроченного к другому полюсу GRS. Однако в верхней мантии не наблюдается области максимального разогрева над этим суперплюмом (рис. 11.11). Напротив, над нижнемантийным Тихоокеанским суперплюмом (см. рис. 11.8, левый разрез) располагается «холодная» верхняя мантия, окруженная отчетливым «горячим»

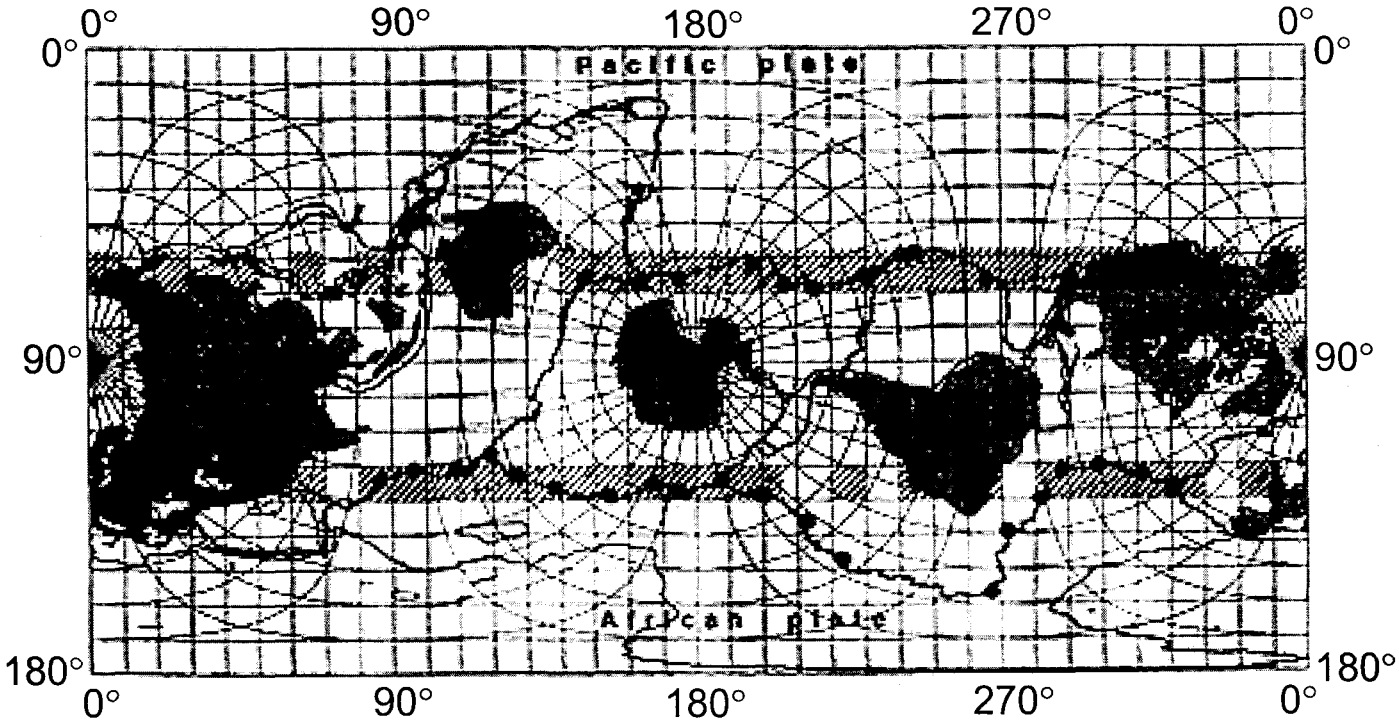


Рис. 11.10. Континенты и главные литосферные плиты в координатах GRS (*Geotectonic Reference System*). Карта мира в цилиндрической равнопромежуточной проекции. Большие и малые круги GRS земной сферы представлены в виде прямоугольной сетки. «Обычные» географические координаты изображены в виде искривленной сетки (по Н. Павони и М. В. Мюллеру, 2000, с упрощением). Все континенты, кроме Африки, тяготеют к экваториальной области GRS. Эта область приблизительно совпадает с субмеридиональным (в «обычных» географических координатах) большим кругом сейсмотомографического разреза, изображенного на рис. 11.8 справа. Экваториальная область GRS ограничена заштрихованными малыми кругами GRS, к которым, в свою очередь, тяготеют зоны спрединга. Африка находится в полярной области GRS

полукольцом по периферии Тихого океана, которое с глубиной постепенно сходит на нет. А нижняя мантия, как было сказано выше, по периферии Тихоокеанского суперплюма существенно «холодная».

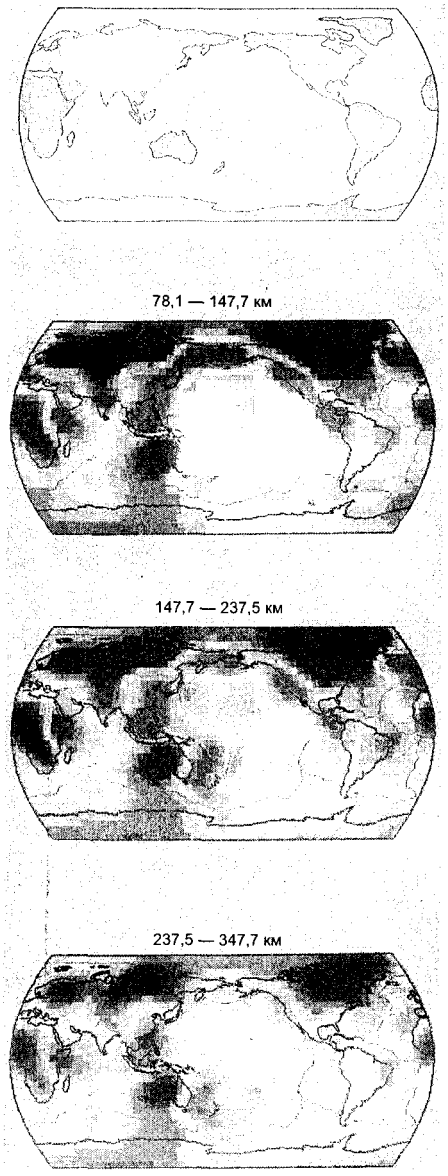


Рис. 11.11. Сейсмотомографические срезы на различных глубинах верхней мантии. Условные обозначения — как на рис. 11.8. (Из Journal of the Geological Society of Japan, 1994, с сокращениями.) Над *Тихоокеанским суперплюмом в нижней мантии (см. рис. 11.8, левый разрез)* располагается «холодная» верхняя мантия, окруженная отчетливым «горячим» полукольцом по периферии Тихого океана, которое с глубиной постепенно сходит на нет

Если исходить из того, что на «горячих» участках геосферы осуществляется восходящий поток вещества, а на «холодных» участках той же геосферы — нисходящий поток, то можно заключить, что в этой геосфере существует конвективная ячейка, в которой два названных потока компенсируются двумя горизонтальными потоками противоположного направления. В рассматриваемом случае в нижней мантии функционируют: восходящий поток в полярной области GRS, нисходящий поток в экваториальной области GRS (географической меридиональной полосе, показанной на правом разрезе рис. 11.8), центробежный поток в кровле нижней мантии и центростремительный поток в ее подошве на границе с ядром.

Однако центробежный поток в кровле нижней мантии является одновременно центробежным потоком в подошве верхней мантии, который должен компенсироваться восходящим потоком в экваториальной области GRS, а этот последний, в свою очередь, центростремительным потоком в кровле верхней мантии и нисходящим потоком в полярной области GRS. Это означает, что в мантии Тихоокеанского полушария GRS (Тихоокеанского сегмента Земли) функционирует *двухъярусная* конвекция, модель которой описана выше (см. рис. 10.1). Одним из «материальных» свидетельств такой конвекции является петрохимическое сходство базальтоидов островов центральной части Тихого океана, изливавшихся непосредственно над Тихоокеанским суперплюмом, и базальтоидов западной периферии Тихого океана, часть материала которых была принесена названным центробежным потоком в подошве верхней мантии (Филатова, 2002).

Однако конвекция в мантии Тихоокеанского сегмента Земли (Тихоокеанского полушария GRS) не всегда была двухъярусной. Другими словами, кровля Тихоокеанского суперплюма не всегда была ограничена подошвой верхней мантии. Максимальная мощность океанской коры (до 40 км), фиксируемая ныне под океаническими поднятиями, вкупе с данными о возрасте и интенсивности магматизма в меловом периоде свидетельствуют об объемных площадных излияниях магмы в этом периоде в обстановке рассеянного спрединга. Выделяются два генеральных тектоно-магматических этапа (Голубева, Говоров, 2002): юра-палеоцен и эоцен-голоцен. *На первом этапе* происходило стремительное разрастание Тихоокеанской плиты за счет «разбегавшихся» зон спрединга, повсеместный рост наложенных вулканических хребтов, гор и горных сооружений (до 30–40 % площади первичных абиссальных плит), формирование обширных синспрединговых магматогенных платоструктур исландского типа. Все эти явления были обусловлены избыточной магмогенерацией, не компенсированной процессами спрединга и субдукции. Есть все основания полагать, что в это время Тихоокеанский суперплюм доходил до земной поверхности и порождал компенсационный центробежный поток вещества мантии и коры с *центробежной* же миграцией зон спрединга.

На втором этапе наблюдается значительное снижение магмогенерации из-за опускания кровли Тихоокеанского суперплюма, а также *центростремительная* тенденция миграции современных зон спрединга — Восточно-Тихоокеанской и Южно-Тихоокеанской. В настоящее время эти зоны спрединга располагаются в пределах одного малого (заштрихованного) круга GRS (см. рис. 11.10).

Таким образом, при переходе от первого ко второму этапу тектономагматической эволюции ложа Тихого океана *одноярусная* конвекция в Тихоокеанском сегменте Земли (Тихоокеанском полушарии GRS) сменилась *двухъярусной*. Теоретическая и компьютерная модель такой смены типа конвекции уже разработана (Лобковский, Котелкин, 2000).

Возвращаясь к Индо-Атлантическому полушарию GRS (Индо-Атлантическому сегменту Земли), можно констатировать, что в этом полушарии после распада Пангеи конвекция все время была одноярусной. В верхней же мантии господствовала так называемая «тектоника плавающих континентов», обусловленная центробежным горизонтальным потоком в кровле нижней мантии, для которой также предложена теоретическая и компьютерная модель (Трубицын, Рыков, 2000). Как уже было сказано, при распаде Пангеи континенты центробежно «разбегались» вместе с разделяющими их зонами спрединга и в настоящее время сосредоточились в экваториальном поясе GRS (см. рис. 11.10). На том же рисунке видно, что зоны спрединга, как и в Тихоокеанском полушарии GRS, тяготеют к одному из малых (заштрихованных) кругов GRS.

Все вышесказанное дает основание считать, что ГС-1 является *глобальной* системой и состоит из двух конвективных ячеек, охватывающих два полушаровых сегмента мантии Земли. Граница ячеек расположена в субмеридиональной полосе в системе «обычных» географических координат (что то же — в экваториальной полосе GRS). *Индо-Атлантическая ячейка* в мезозое-кайнозое была *одноярусной* и охватывала всю мантию; «плавающие» в верхней мантии континенты после распада Пангеи центробежно «разбежались» вместе с разделяющими их зонами спрединга. В Тихоокеанском же сегменте мантии конвекция сначала была также *одноярусной* и охватывала всю мантию; центробежное «разбегание» демонстрировали зоны спрединга, наращивая площадь гигантской ныне Тихоокеанской плиты. Затем тип конвекции сменился на *двухъярусный*, в результате чего миграция зон спрединга приобрела центростремительную направленность, равно как и миграция зон субдукции на западной периферии Тихого океана.

Результатом такой глобальной *асимметрии* ГС-1 является невертикальность субмеридиональной (экваториальной в GRS) зоны нисходящего потока в мантии. Как показали компьютерные эксперименты (рис. 11.12), при приближении континента к зоне нисходящего мантийного потока эта зона становится асимметричной в разрезе и приобретает наклон под континент. Существенную

роль играет и то обстоятельство, что в верхней части верхней мантии Индо-Атлантического сегмента Земли верхний горизонтальный поток является центробежным по отношению к Африканскому суперплюму, а в верхней части верхней мантии Тихоокеанского сегмента — центростремительным относительно Тихоокеанского суперплюма, а тем самым центробежным относительно Африканского суперплюма. Другими словами, эти потоки направлены в одну сторону — в сторону Тихоокеанского суперплюма. В нижней же части верхней мантии (как и во всей нижней мантии) эти потоки направлены на границе ячеек навстречу друг другу, что создает обстановку субдукции не только в нижней, но и в верхней мантии. Принципиальная схема функционирования геодинамической конвективной системы 1-го ранга (ГС-1) в мантии Земли показана на рис. 11.13.

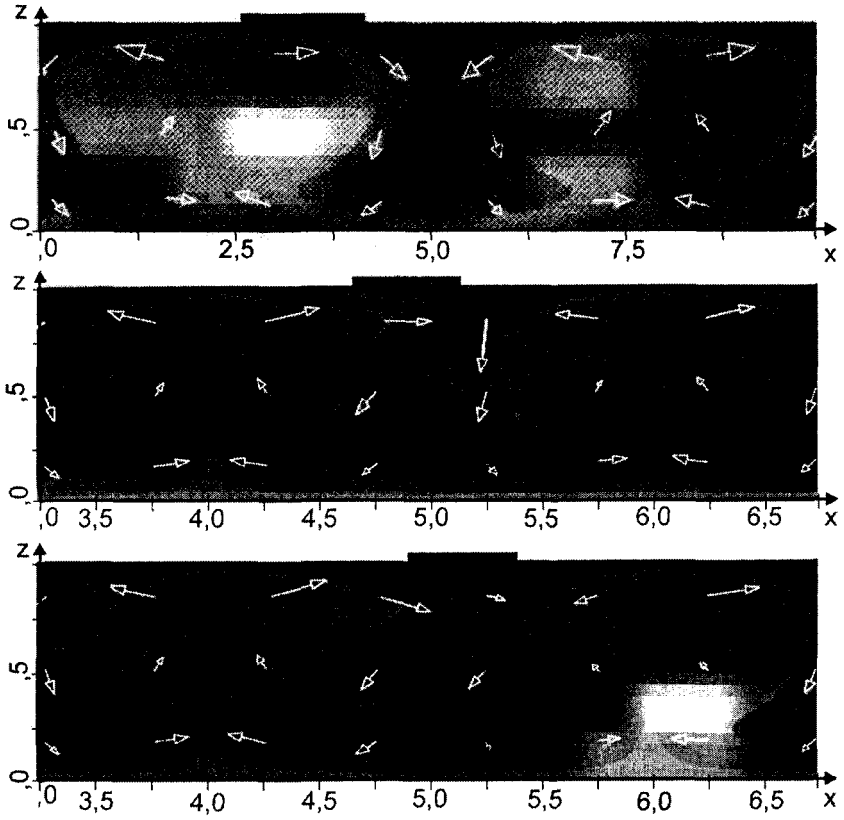


Рис. 11.12. Компьютерная модель «тектоники плавающих континентов». Безразмерная температура представлена тонами (чем светлее, тем «теплее»). Стрелки обозначают направление и скорость течения в мантии. Черный прямоугольник наверху — континент (по В. П. Трубицыну и В. В. Рыкову). При приближении континента к зоне нисходящего мантийного потока эта зона становится асимметричной в разрезе и приобретает наклон под континент

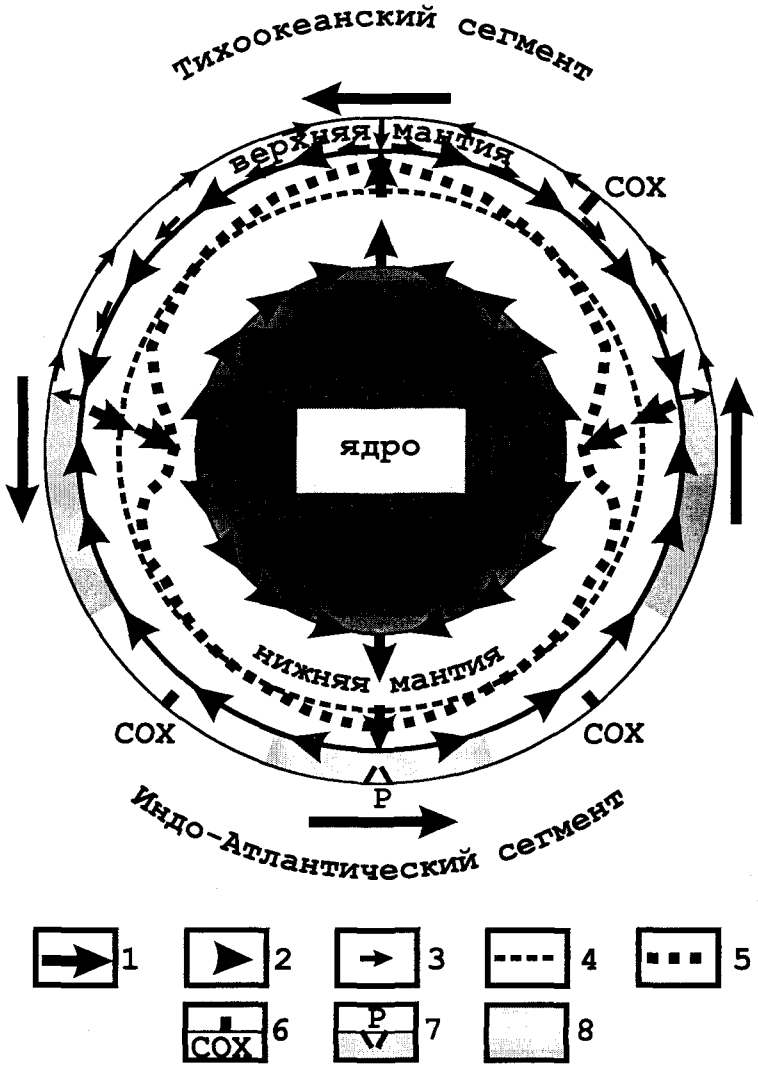


Рис. 11.13. Принципиальная схема функционирования геодинамической конвективной системы 1-го ранга (ГС-1) в мантии Земли. Разрез вдоль экватора, вид со стороны Южного полюса. 1 — западная компонента дрейфа континентов в ГС-0. 2 — направление одноярусной конвекции во всей мантии в Индо-Атлантической ячейке ГС-1 и в нижнем ярусе (в нижней мантии) двухъярусной конвекции в Тихоокеанской ячейке ГС-1. 3 — направление конвекции в верхнем ярусе (в верхней мантии) двухъярусной конвекции в Тихоокеанской ячейке ГС-1. 4 — условный равноглубинный уровень в нижней мантии. 5 — условная изотерма в нижней мантии. 6 — зона спрединга в океанической мантии, мигрирующая под влиянием конвекции в ячейках ГС-1. 7 — рифтовая зона в континентальной мантии, возникающая над областью восходящего потока и горизонтального растяжения в ГС-1. 8 — континенты, испытывающие горизонтальное растяжение над областью восходящего потока в ГС-1 (прототип — Африка) и дрейф между областями восходящего и нисходящего потоков в ГС-1 (прототипы — обе Америки и Евразия-Австралия)

11.3.3. Интерференция геодинамических систем 0-го и 1-го рангов (ГС-0 и ГС-1)

Как было сказано выше, ГС более низкого (более крупного) ранга оказывает влияние на функционирование ГС более высокого (более мелкого) ранга. В рассматриваемом случае такое влияние выражается в следующем (см. рис. 11.13).

В ГС-0 для всех континентов характерна западная компонента дрейфа (кроме Антарктиды). А в ГС-1 Африка была в широтном направлении малоподвижна, западная компонента дрейфа была характерна для обеих Америк, а восточная компонента дрейфа — для Австралии и Евразии. В результате интерференции ГС-0 и ГС-1 обе Америки испытывали как бы «удвоенный» западный дрейф, в то время как для Австралии и Евразии широтная компонента дрейфа была «взаимно погашена» (рис. 11.14, 11.15), что обусловило глобальную асимметрию в расположении островных дуг относительно центра Тихого океана. Вероятно, именно «удвоенный» западный дрейф обеих Америк привел к уникальному результату — возникновению непрерывного горного пояса Кордильер-Анд на западных окраинах обоих континентов, что предполагал еще А. Вегенер. Забегая немного вперед, отметим, что такой пояс не может быть следствием субдукции, поскольку, как было указано выше (см. рис. 11.6), вдоль западной окраины обеих Америк нет *непрерывной* зоны субдукции.

Как уже говорилось, центробежный распад Пангеи в ГС-1 привел к тому, что все континенты (кроме Африки) расположились в пределах меридионального кольца в «обычной» географической системе координат (в экваториальной полосе GRS, см. рис. 11.10). Но наличие северной компоненты дрейфа в ГС-0 вызвало неравномерность такого размещения: лишь Антарктида заняла южно-полярное положение, основная же масса континентов расположилась в Северном полушарии.

Весьма любопытные данные получены в последнее время относительно Гавайской горячей точки. Долгое время считалось, что эта точка с ее вулканизмом является поверхностным проявлением субвертикального горячего плюма, который, будучи фиксирован в подошве мантии, на протяжении длительного времени «прожигал» движущуюся сначала к северо-северо-западу, а затем к запад-северо-западу Тихоокеанскую литосферную плиту. В результате в пределах плиты возникла Гавайско-Императорская цепь вулканических островов названного простирания (которую, в порядке их становления, лучше было бы назвать Императорско-Гавайской) в пределах 20–60° с.ш. Однако недавно выяснилось, что в соответствии с вновь полученными палеомагнитными, палеогеографическими и палеофаунистическими данными эта горячая точка вовсе не была неподвижной, а располагалась в кампанское время позднего мела примерно на 40° с. ш., после чего мигрировала к югу и в настоящее время находится примерно на 20° с. ш. (Сухов, Богданов, Чехович, 2004). В то же время вулканические и осадочные образования кампана Императорского хребта, сформировавшиеся над горячей точкой, в настоящее время

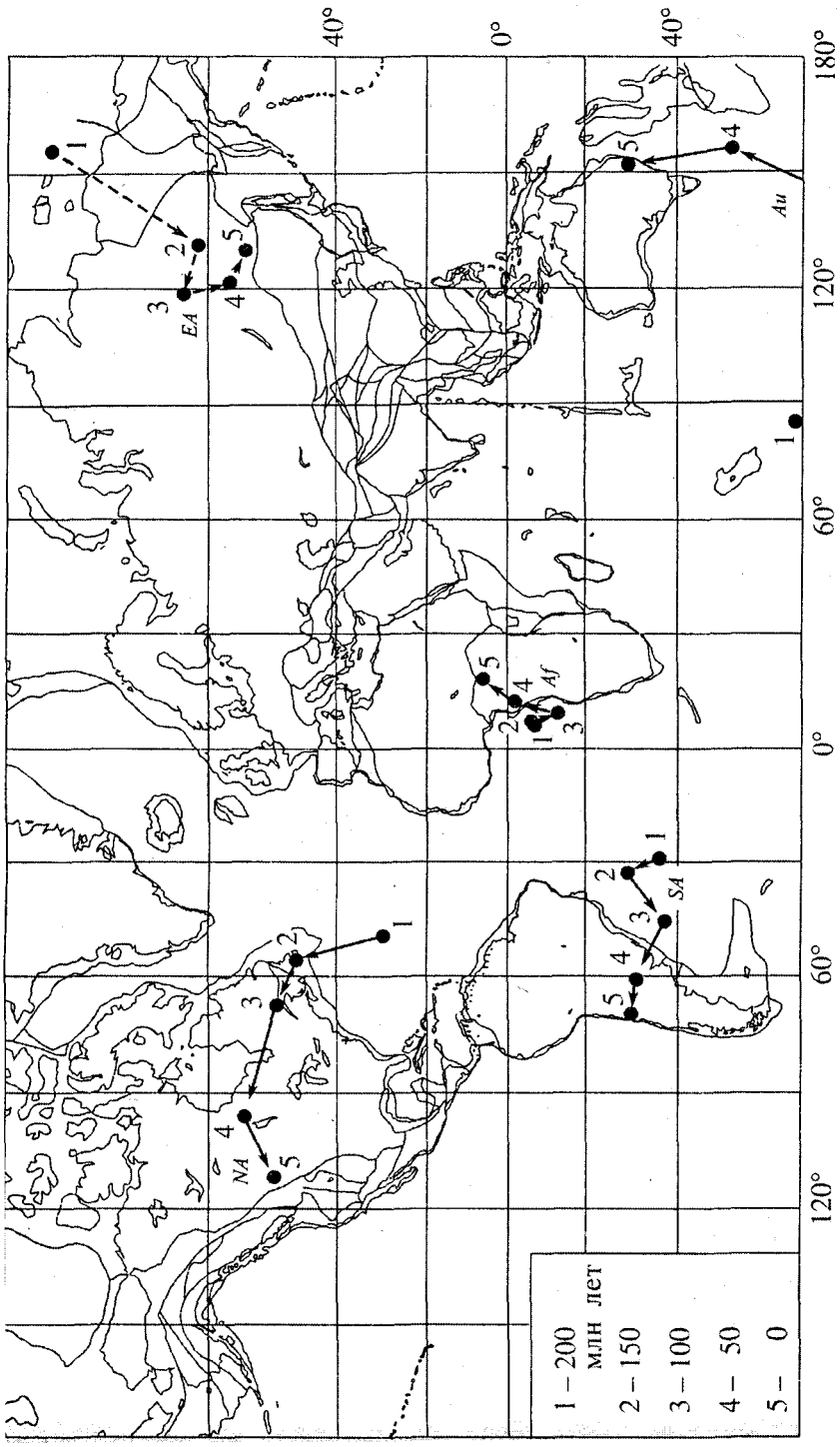


Рис. 11.14. Траектории абсолютного движения континентов за последние 200 млн лет, согласно реконструкциям Д. Уолша и К. Скотиза (1994) (по М. Г. Ломизе и В. С. Захарову, 1999). *NA* — Северная Америка, *SA* — Южная Америка, *Af* — Африка, *EA* — Евразия, *Au* — Австралия

оказались вблизи Камчатки или даже под окраиной Евразии (в результате субдукции) примерно на 50–60° с. ш.

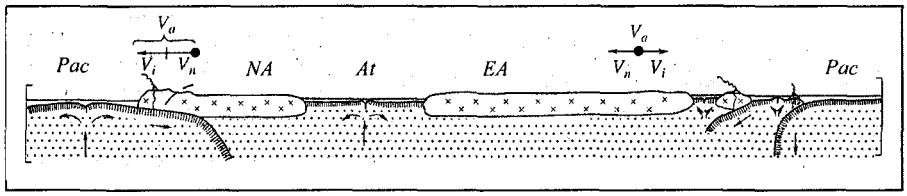


Рис. 11.15. Алгебраическое сложение широтной компоненты векторов скорости общего западного дрейфа литосферы относительно подстилающей мантии (ГС-0, v_n) и широтной компоненты «собственного» движения континентов (ГС-1, v_i) после распада Пангеи: $v_a = v_n + v_i$ (по М. Г. Ломизе и В. С. Захарову, 1999). *NA*, *EA* — континенты Северной Америки и Евразии; *Pac*, *At* — Тихий и Атлантический океаны. Косыми крестиками обозначена континентальная литосфера, «щетиной» — океанская литосфера, точечным крапом — астеносфера, волнистой линией — вулканизм островных дуг и активных континентальных окраин, стрелками — движение вещества верхней мантии в традиционной плитно-тектонической интерпретации

Таким образом, нижняя часть нижней мантии, в которой расположен «корень» Гавайского плюма, за названный отрезок времени сместилась к югу примерно на 20° по широте, в то время как кора Императорского хребта вместе с верхами мантии переместилась тоже примерно на 20°, но к северу. Как было показано выше, при конвекции в некоторой геосфере существуют два компенсирующих друг друга горизонтальных потока — верхний и нижний. Однако, какая из двух ГС — ГС-0 (см. рис. 11.2) или ГС-1 (см. рис. 11.13) — ответственна за указанное «расхождение корня» плюма с соответствующим участком Императорского хребта, сейчас сказать невозможно. Скорее всего, имела место интерференция этих двух ГС.

Что касается западной компоненты движения Тихоокеанской плиты, то она фиксируется достаточно определенно в отличие от вероятной противоположной восточной компоненты смещения «корня» Гавайского плюма. Палеомагнитные, палеогеографические и палеофаунистические данные пока бессильны в вопросе определения *долготы* формирования вулканических и осадочных образований дрейфующих террейнов.

Следующий вопрос — о приуроченности ячеек ГС-1 к ГС-0. Как уже говорилось, ГС-0 обусловлена ротационным фактором. Западная компонента дрейфа континентов возникает из-за отставания скорости вращения (вокруг земной оси) более внешних геосфер относительно более внутренних. Северная же компонента дрейфа континентов обусловлена вынужденной конвекцией в подконтинентальной мантии по «правилу буравчика» (см. рис. 11.2). Таким образом, ГС-0 «привязана» к оси вращения Земли.

Но к этой оси «привязана» и ГС-1, поскольку оси двух восходящих потоков (Тихоокеанского и Африканского суперплюмов) расположены антиподально

на экваторе, а полоса нисходящего потока, разделяющая две ячеи ГС-1, опоясывает весь земной шар в меридиональном направлении (см. рис. 11.13). Такая приуроченность вряд ли случайна. Теоретические модели (рис. 11.16) и палинспастические реконструкции (рис. 11.17) указывают на существование приэкваториального «горячего» пояса Земли еще в раннем докембрии и его высокую стабильность в последующие эпохи.

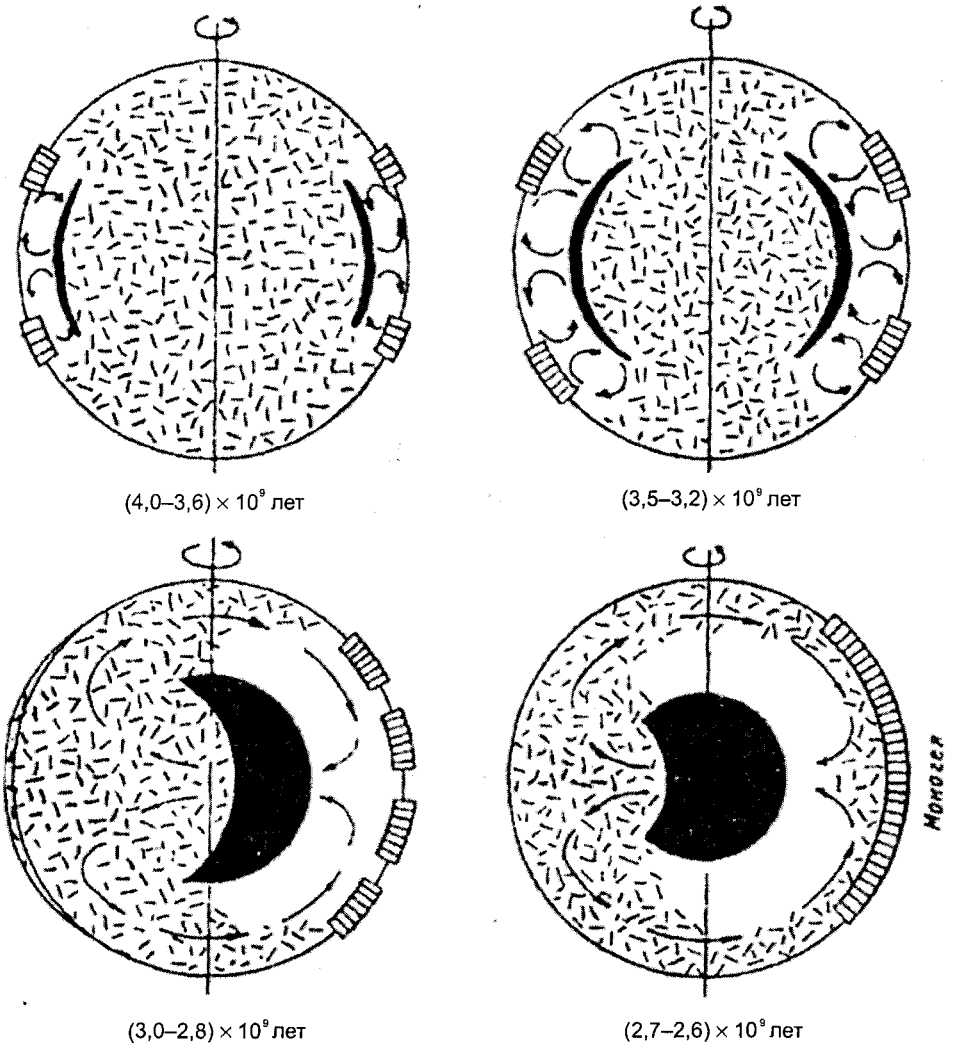


Рис. 11.16. Последовательные этапы развития процесса зонной дифференциации земного вещества и формирования ядра Земли. Черным цветом показаны расплавы железа и его окислов, крапом — первичное земное вещество, радиальной штриховкой — континентальные массивы (по О. Г. Сорохтину, С. А. Ушакову и Н. О. Сорохтину, 1999). Центры всех конвективных ячеек тяготеют к экватору, равно как и центр первого суперконтинента — Моногеи

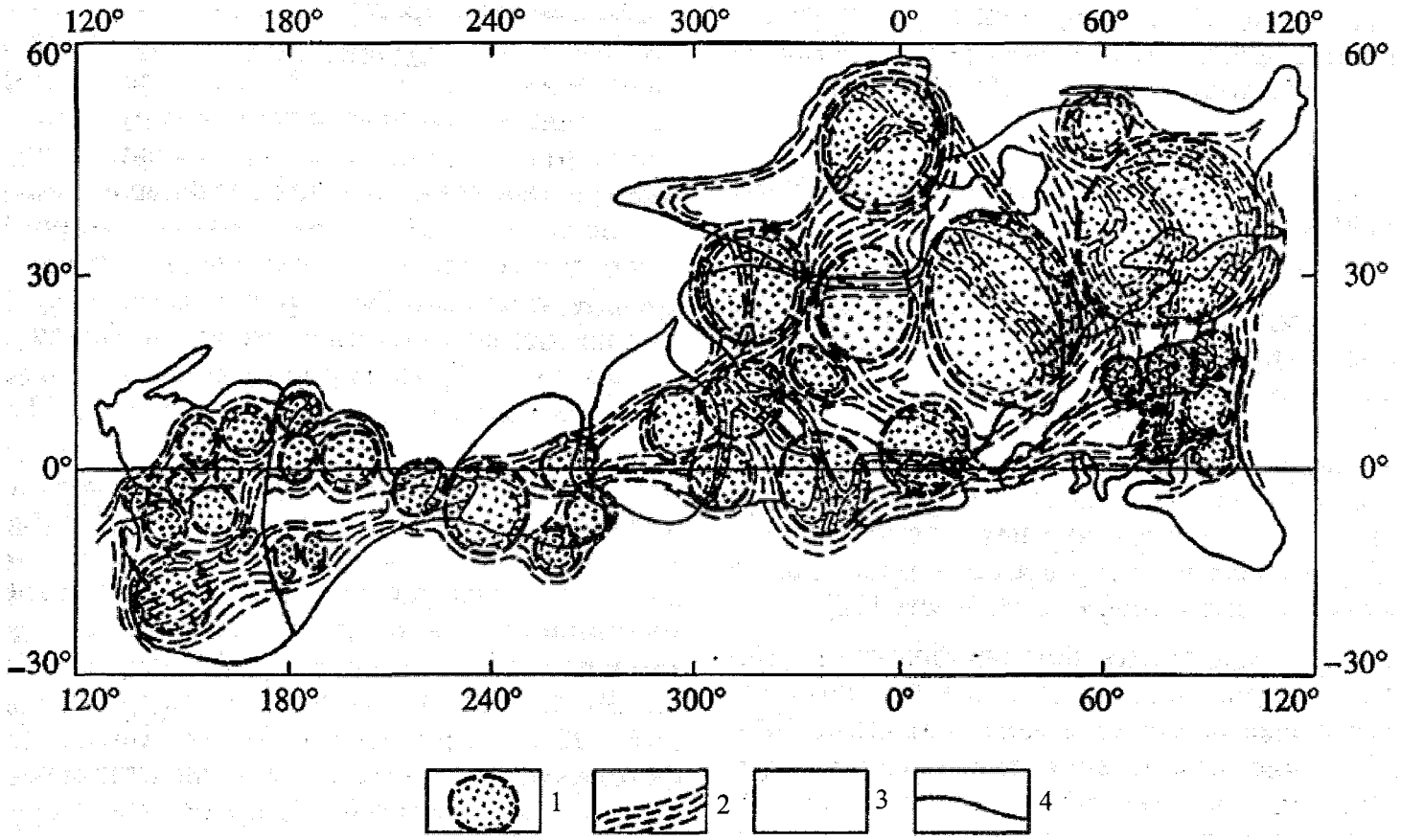


Рис. 11.17. Реконструкция докембрийского суперконтинента, сформированного восходящими «горячими» мантийными потоками в приэкваториальном поясе ранней Земли (по М. З. Глуховскому, В. М. Моралеву и М. И. Кузьмину, 1994). 1 — сиалические ядра — нуклеары; 2 — мобильные пояса; 3 — нерасчлененные внутринуклеарные и другие области с эндербит-базитовым и базитовым типом коры; 4 — границы континентов

Таким образом, если само функционирование ГС-0 *обусловлено* вращением Земли, то ГС-1 существует по *другой* причине, но *расположение* ячеек ГС-1 *привязано* к земному экватору, а тем самым также к оси вращения Земли. И возникает вопрос о степени этой привязки к определенным точкам на поверхности Земли.

На первый взгляд при попытке ответа на этот вопрос мы сталкиваемся с неразрешимым противоречием. С одной стороны, восходящий поток под суперконтинентом возникает из-за низкой теплопроводности континентальной коры и мантии по сравнению с океанской корой и мантией, и этот поток как раз и вызывает распад суперконтинента (Трубицын, Рыков, 2000). Как говорилось выше, Африка находилась вблизи центра вегенеровской Пангеи, и логично предположить, что Африканский суперплюм зародился перед распадом Пангеи, вызвал этот распад и сохранился под малоподвижной Африкой в виде восходящего потока в одной из двух ячеек ГС-1. Однако в ГС-0 Африка, как и все другие континенты, испытывала западный дрейф (см. рис. 11.13). Но это означает, что такой же дрейф испытывал вместе с Африкой и суперплюм. В то же время его подошва приурочена к низам мантии, которые, как было сказано выше, вращались вокруг земной оси с большей скоростью, чем вышележащие геосферы и особенно континенты (Smith, Lewis, 1999).

Выход из этого противоречия, скорее всего, заключается в признании «конкуренции» двух факторов существования восходящего потока в мантии. С одной стороны, это упомянутая пониженная теплопроводность континента. С другой стороны, также упомянутое тяготение «горячего» восходящего потока к экваториальной области Земли. В рассматриваемом случае суперплюм функционирует именно под экваториальной Африкой, а не под гораздо более обширной и поэтому менее «теплопроводящей» Евразией, расположенной значительно севернее. Он дрейфует вместе с Африкой к западу в качестве ее своеобразного «корня». При этом в восходящем потоке участвуют не *одни и те же* материальные элементарные объемы, как в рассмотренных выше восходящих потоках в ГС i-го ранга (см. рис. 4.16) и ГС (i+1)-го ранга (см. рис. 10.5), а *все новые* элементарные объемы, в то время как прежние элементарные объемы по мере дрейфа континента оказываются все дальше от мигрирующей к западу оси восходящего потока. Это происходит из-за отмеченной выше относительной инертности мантии по отношению к дрейфующим на запад континентам.

Что касается Тихоокеанского суперплюма, то он, для сохранения антиподальности по отношению к своему Африканскому «коллеге», также мигрирует к западу. В западную сторону сужается и сам Тихий океан. Напомним, что он ограничен с востока обеими Америками, которые дрейфуют к западу с «удвоенной» скоростью, в то время как его западное ограничение — Евразия и Австралия — в широтном направлении малоподвижны (см. рис. 11.14, 11.15). Этим можно объяснить и смещение центра Тихоокеанского суперплюма к западу относительно центра океана.

Таким образом, в соответствии с вышеприведенными критериями надглобальная ГС-0 с *единственной* и к тому же *стационарной* ячейкой (см. рис. 11.2) действительно принадлежит к более низкому (более крупному) рангу, чем глобальная ГС-1 с ее *тремя* ячейками (двумя в Тихоокеанском сегменте и одной в Индо-Атлантическом сегменте, см. рис. 11.13), постоянно *мигрирующими* к западу относительно более инертной мантии.

Тем самым граница традиционных в геодинамике понятий «фиксизм» и «мобилизм» в очередной раз «повысила свой ранг». В середине XX в., в «доплейттектоническую» эпоху, «мобилистами» (в отличие от «фиксистов») считались исследователи, признающие горизонтальные перемещения в виде шарьяжей. В последней трети XX в. в связи с возникновением концепции тектоники плит существование шарьяжей признали практически все геологи, но вместо этого критерием «мобилизма» стало отношение к возможности дрейфа континентов. Ныне, в начале XXI в., когда большинство исследователей не ставит под сомнение этот дрейф, намечается новый рубеж раздела мнений: либо признание фиксированной относительно оси вращения Земли ГС-0 и привязанной к экватору, хотя и мигрирующей к западу ГС-1 («глобальный фиксизм»), либо декларирование неупорядоченного, хаотического, не связанного с осью вращения Земли движения континентов и литосферных плит («глобальный мобилизм»).

11.4. СУБГЛОБАЛЬНАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ СИСТЕМА 2-ГО РАНГА (ГС-2)

Выше было показано, что надглобальная геодинамическая система 0-го ранга (ГС-0), обусловленная действием ротационно-приливных, внешних по отношению к Земле сил, функционирует во всей Земле в целом. Следующая по рангу ГС-1 уже не охватывает всю Землю; сферой ее действия является только мантия (с корой); тем не менее она является глобальной, то есть повсеместной. Теперь мы переходим к описанию ГС более высокого (более мелкомасштабного) ранга, которые функционируют не только в геосферах более высокого ранга, но к тому же и не повсеместно.

11.4.1. Плейт-тектоника и плюм-тектоника

Первый номер журнала Journal of the Geological Society of Japan за 1994 г. вышел с заглавной статьей под названием «К новой парадигме динамики Земли». Суть новой концепции иллюстрирует рис. 11.18. Предполагается, что тектоника литосферных плит («плейт-тектоника») функционирует только в верхней мантии. Однако плейт-тектоника поставляет «холодный» материал (темный крап на рисунке) в нижнюю мантию — область так называемой «плюм-тектоники». Это происходит вследствие накопления «критической массы» субдуцированных пластин океанской литосферы, задерживающихся в подошве верхней мантии, и их катастрофического погружения до подошвы

нижней мантии. Это погружение вызывает компенсационный подъем «горячего» материала (показанного на рисунке светлым крапом) в виде суперплюма, который «раскалывает» континентальную литосферу. (Этот процесс также изменяет картину конвекции во внешнем ядре, контролирующей так называемую «тектонику роста» (*growth tectonics*) во внутреннем ядре. Процессов, происходящих в ядре, мы далее касаться не будем ввиду их большой проблематичности.)

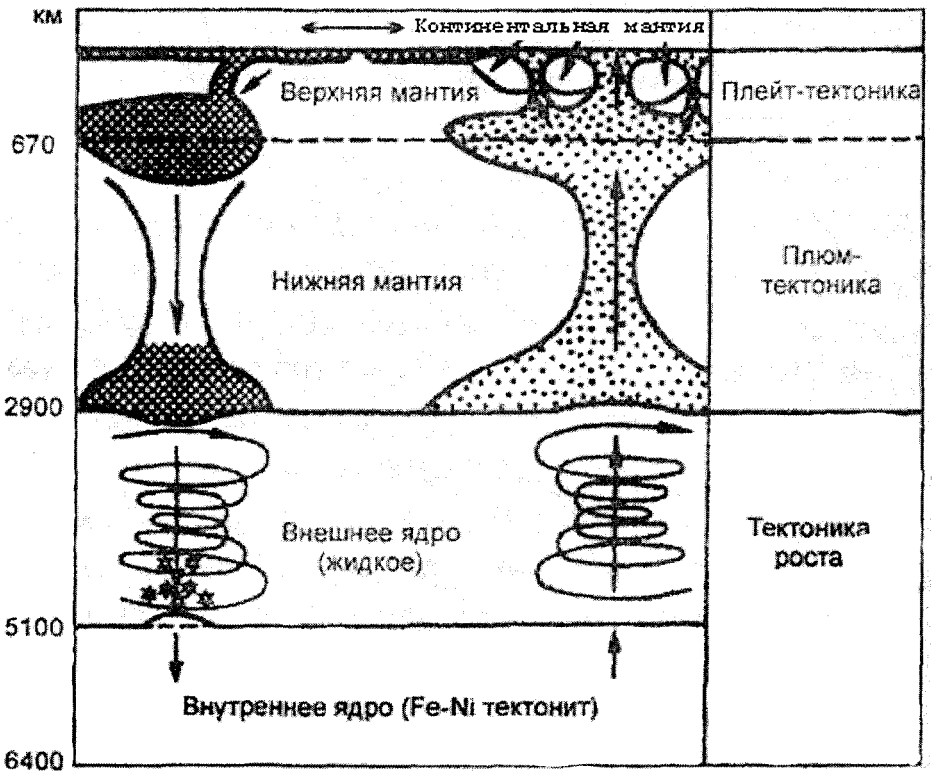


Рис. 11.18. Схематическое изображение глобальной динамики Земли (по Маруяма и др., 1994). Из книги (Хаин, 2003), с изменениями. Плейт-тектоника поставляет «холодный» материал (темный крап) в область плюм-тектоники. Накопление «критической массы» субдуцированных пластин океанской литосферы, задерживающихся в подошве верхней мантии, вызывает их катастрофическое погружение до подошвы нижней мантии, что вызывает компенсационный подъем «горячего» материала (светлый крап) в виде суперплюма, который «раскалывает» континентальную литосферу. Этот процесс также изменяет картину конвекции во внешнем ядре, контролирующей «тектонику роста» (*growth tectonics*) во внутреннем ядре

Новая концепция в значительной степени основана на «прорыве» в области сейсмической томографии глубоких недр Земли, совершенном в 90-х гг. XX в. Прототипом суперплюма, показанного в правой части рис. 11.18, являются

упомянутые выше Тихоокеанский и Африканский суперплюмы (см. рис. 11.8, левый разрез). Левая часть рис. 11.18 основана на сейсмотомографических разрезах активных континентальных окраин (рис. 11.19).

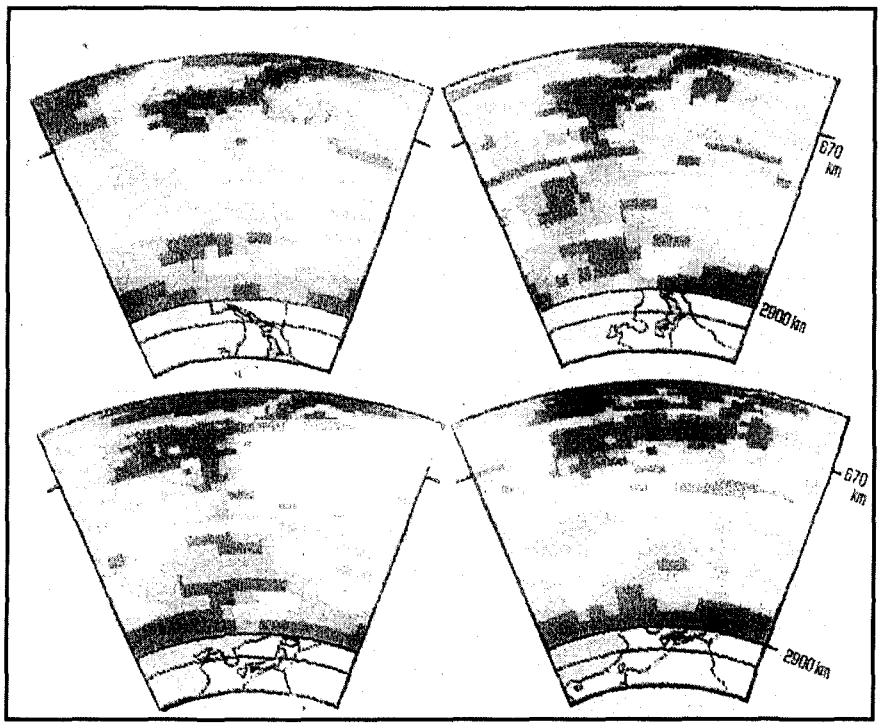


Рис. 11.19. Сейсмотомографические разрезы активных континентальных окраин. Условные обозначения — как на рис. 11.8 (по Journal of the Geological Society of Japan, 1994, с сокращениями)

Но наиболее выразительна (а точнее, с позиций концепции тектоники плит, «весьма невыразительна») средняя часть рис. 11.18, где показана зона спрединга, особенно если сравнить ее с «идеальной» схемой плейт-тектоники (см. рис. 11.4). Это обстоятельство также вытекает из анализа сейсмотомографических данных. На рис. 11.11 видно, что в отличие от зон субдукции зоны спрединга Тихого, Атлантического и Индийского океанов не только не выражены в виде полос «горячей» мантии, но расположены главным образом в областях распространения «холодной» мантии. На сейсмотомографических разрезах вкрест некоторых зон спрединга отчетливо видно, что «горячее» состояние характерно лишь для верхних 100 км мантии. Несмотря на то что существование повышенного теплового потока давно известно и определено независимым способом, его «подводящий канал» на оси спрединга не выявляется (рис. 11.20).

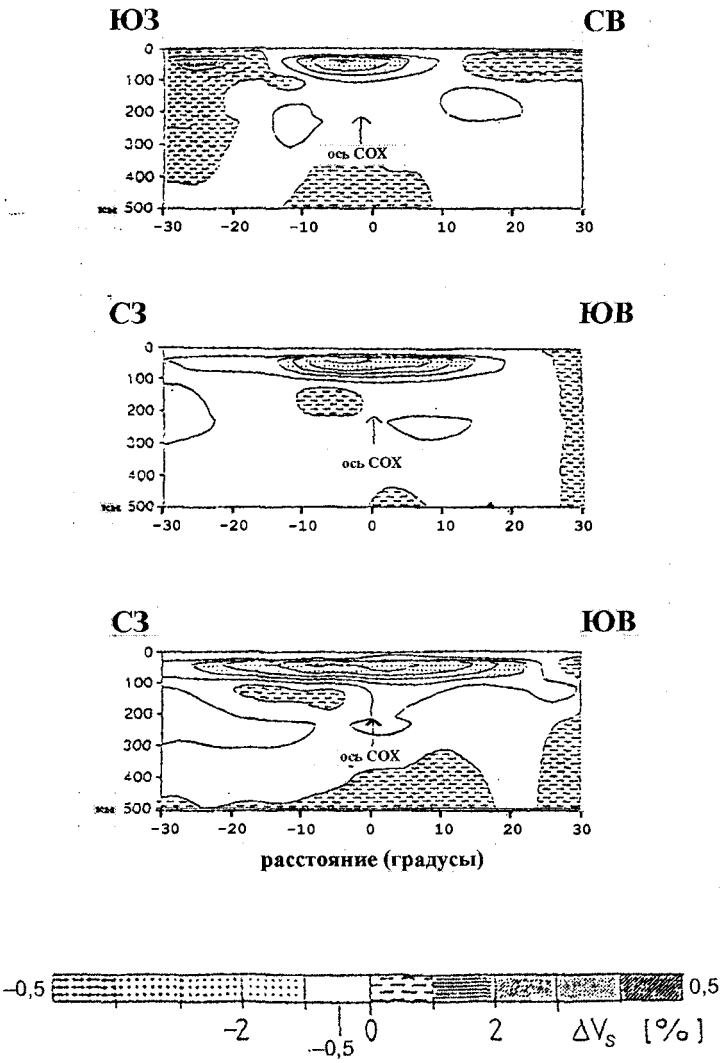


Рис. 11.20. Сейсмотомографические разрезы вкрест зон спрединга (сверху вниз): Юго-Восточной Индоокеанской, Южно-Тихоокеанской и Восточно-Тихоокеанской (их расположение см. на рис. 11.6). Шкала отражает отклонения скоростей сейсмических волн от средних значений, выраженные в %. СОХ — срединно-океанский хребет (по Е. Зайдлеру, В. Р. Якоби и Х. Кавсаку, 1999). «Горячее» состояние характерно лишь для верхних 100 км мантии. Несмотря на определенный независимым способом повышенный тепловой поток, его «подводящий канал» на оси спрединга не выявляется

Не со всеми положениями новой концепции глобальной геодинамики японских исследователей можно согласиться. Тезис о функционировании плейттектоники только в пределах верхней мантии вполне приемлем. Однако ограничение сферы плюм-тектоники только нижней мантией неубедительно.

Во-первых, на «идеальной» схеме (см. рис. 11.18) «горячий» суперплюм «раскалывает» континентальную *верхнюю* мантию. *Во-вторых*, предполагается, что в раннем докембрии плейт-тектоники вообще не было, а господствовала только плюм-тектоника. Это означает, что «движущей силой» последней не могло быть накопление «критической массы» субдуцированных пластин океанской литосферы на подошве верхней мантии и их «катастрофический провал» в нижнюю мантию. *В-третьих*, перед распадом последней Пангеи она практически со всех сторон была ограничена зонами субдукции (рис. 11.21). Поэтому картина ее распада никак не соответствует «идеальной» схеме, показанной на рис. 11.18. Кроме того, маловероятно, что накопление «критической массы» субдуцированных пластин было приурочено именно к моменту распада Пангеи.

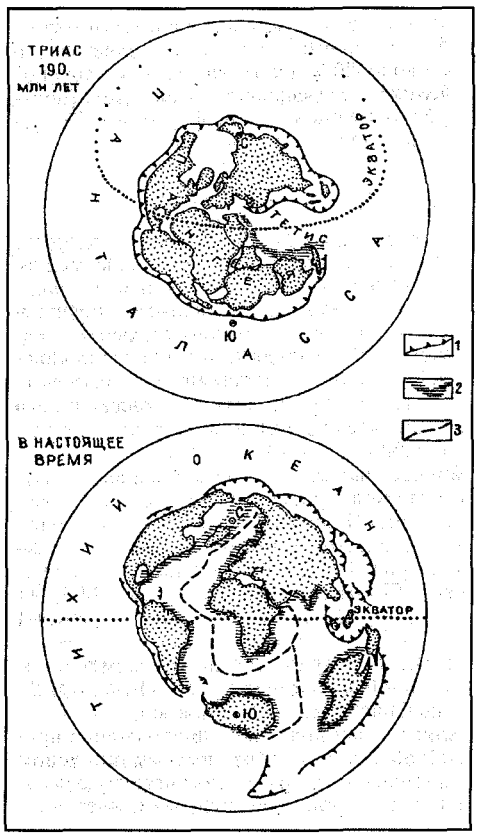


Рис. 11.21. Реконструкция раннемезозойской Пангеи. Азимутально-равнодистанционная проекция; в центральной части круга — видимое полушарие, по периферии — обратное полушарие. С и Ю — Северный и Южный полюсы (по Хаин, Ломизе, 1995).
1 — зоны субдукции и соответствующие им активные континентальные окраины; 2 — пассивные континентальные окраины; 3 — современные оси спрединга Атлантического и Индийского океанов

Все сказанное, по-видимому, свидетельствует о том, что «движущей силой» плюм-тектоники является не накопление «критической массы» субдуцированных пластин, а накопление, если можно так выразиться, «критической массы тепла» под суперконтинентами (Трубицын, Рыков, 2000), о чем говорилось выше. Другими словами, плюм-тектоника — это, по существу, описанная выше геодинамическая система 1-го ранга (ГС-1), охватывающая *всю* мантию (см. рис. 11.13).

11.4.2. Элементы плейт-тектоники как составные части геодинамической системы 2-го ранга (ГС-2): спрединг

Верхняя мантия является составной частью мантии. Поскольку ГС-1 функционирует во всей мантии, а плейт-тектоника, по изложенной выше концепции японских исследователей, только в верхней мантии, то из этого следует, что плейт-тектоника является геодинамической системой следующего, 2-го ранга (ГС-2). При этом необходимо сделать следующие оговорки.

Как говорилось выше, «идеальная» схема плейт-тектоники (см. рис. 11.4) находит свое подтверждение лишь в нескольких «тектонопарах» спрединг — субдукция. Наиболее крупная из них — это Восточно-Тихоокеанская зона спрединга и субпараллельная ей Андская зона субдукции (см. рис. 11.6). В то же время зоны спрединга образуют *глобальную систему* (см. рис. 11.6), которая тяготеет к двум малым кругам GRS (см. рис. 11.10). А на рис. 11.21 отчетливо видно, что в Индо-Атлантическом сегменте Земли зоны спрединга сформировались между «разошедшимися» после распада Пангеи континентами.

Отчетливая «сквозьмантийная» сейсмотомографическая выраженность двух суперплюмов — Тихоокеанского и Африканского (см. рис. 11.8, левый разрез) — и столь же явное отсутствие сейсмотомографического продолжения зон спрединга на глубину (см. рис. 11.11, 11.20) в сочетании с компьютерным моделированием «тектоники плавающих континентов» (см. рис. 11.12) дают все основания полагать, что спрединг является не *активной* силой, вызывающей дрейф континентов, а всего лишь *пассивной* реакцией на этот дрейф, обусловленный другой причиной — функционированием ГС-0 и ГС-1, о чем говорилось выше. Особенно явно это выражено для континента Южной Америки, который двигался к западу от Африканского суперплюма, а не к востоку от Восточно-Тихоокеанской зоны спрединга, *быстрого* и поэтому более мощного, чем *медленный* спрединг в Срединно-Атлантической зоне. А континент Северной Америки при своем западном дрейфе вообще перекрыл Восточно-Тихоокеанскую зону спрединга.

Зоны «косого» спрединга также свидетельствуют о решающей роли дрейфа континентов в формировании спрединговых зон. Если бы сам по себе спрединг был активной движущей силой дрейфа континентов, то последние расходились бы по нормали к оси спрединга. А таких зон «косого» спрединга достаточно много (см. рис. 11.6); в частности, увеличенный фрагмент Аравийско-

Индийской зоны спрединга был показан ранее на рис. 9.5. Приведем в качестве показательного примера Калифорнийскую зону спрединга (рис. 11.22), как бы продолжающую к югу правосдвиговый разлом Сан-Андреас. Рифтовые долины в этой зоне также эшелонированы по типу правого сдвига (ср. со схемой кулис трещин отрыва на рис. 2.5). Рифтовые долины в малой спрединговой системе Хуан-де-Фука (состоящей из одноименного срединно-океанского хребта в сочетании с хребтами Горда и Эксплорер) также эшелонированы по типу правого сдвига. Все эти факты говорят о том, что обе упомянутые зоны спрединга формировались в геодинамической обстановке горизонтального сдвига в вертикальной плоскости, созданного в ГС-1 — системе более низкого (более крупного) ранга. Таким образом, спрединг принадлежит к геодинамической системе более высокого (более мелкого) ранга — ГС-2. (Об интерференции ГС-1 и ГС-2 речь пойдет ниже.)

Сказанное не означает, что спрединг представляет собой лишь пассивное горизонтальное растяжение литосферы и подстилающей мантии при раздвижении континентов. Повышенный тепловой поток и базальтовый магматизм в зонах спрединга представляют собой достаточно активный «отклик» на такое растяжение, равно как и возникновение поднятия в виде срединно-океанского хребта. Однако только этим «активность» спрединга не ограничивается. Недавние геолого-геофизические исследования в акваториях океанов показали, что обстановка горизонтального растяжения в направлении, поперечном к зонам спрединга, господствует лишь в узкой приосевой зоне. Во всей же остальной части океана — по краям свода срединно-океанского хребта, на его склонах, в окружающих его глубоководных котловинах и на пассивных континентальных окраинах — доминирует обстановка горизонтального сжатия. Во всей этой преобладающей части океана, по данным Ю. Н. Разницина, имеет место тектоническая расслоенность океанской литосферы, выраженная в виде надвигов и шарьяжей, по большей части перемещенных от оси спрединга в сторону континентов (Разломные зоны... 1995). Это явление Ю. М. Пущаровский назвал «боковой релаксацией спрединга». Суть этой «релаксации» заключается в том, что скорость спрединга на оси срединно-океанского хребта превышает скорость раздвижения окружающих континентов, в результате чего океанская литосфера, «не успев растянуться», подвергается горизонтальному сжатию с образованием шарьяжно-надвиговых структур. Частично эта «релаксация» выражена и в формировании периокеанических впадин. Как мы видели выше, такой характерный парагенез — горизонтальное растяжение в области поднятия и перемещение материала в виде шарьяжей (а не только в виде обломочных частиц) в сторону соседней впадины — имеет место в горно-складчатых областях (см. рис. 10.4 и соответствующий текст). В то же время этот парагенез является поверхностным отражением компенсационной организации тектонического течения, подразумевающей существование двух пар компенсирующих друг друга потоков — двух вертикальных и двух горизонтальных

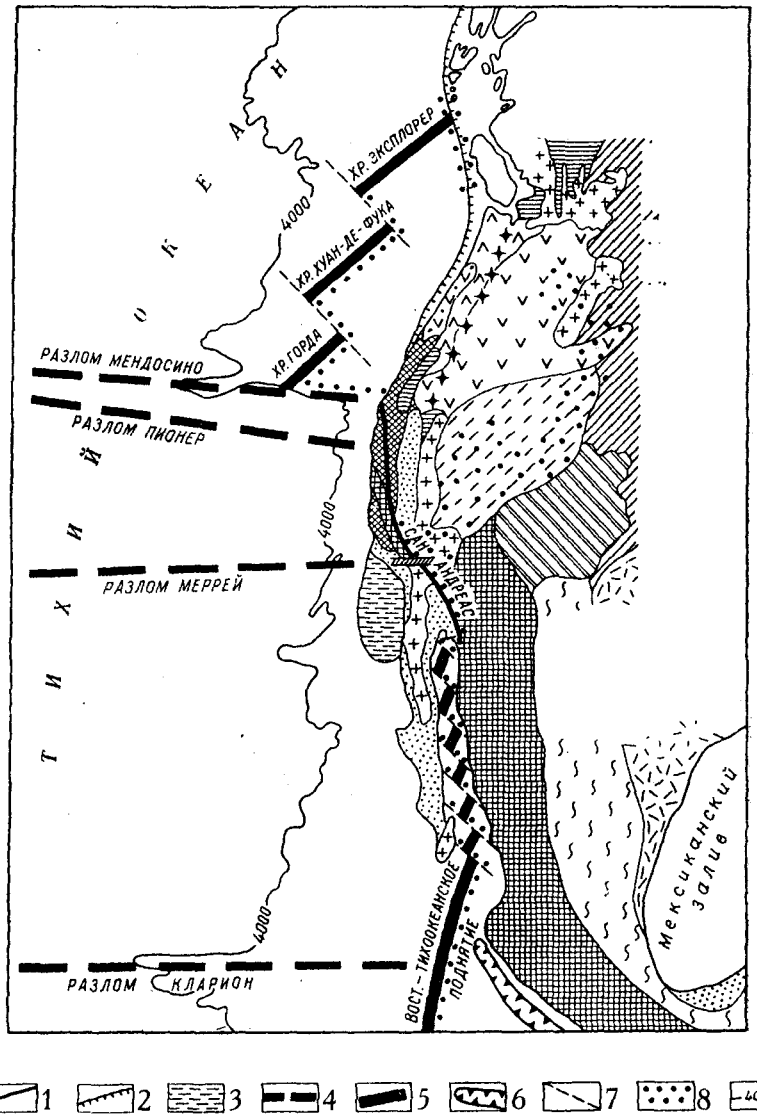


Рис. 11.22. Тектоническая схема рифтовых долин и трансформных разломов северо-восточной части Тихого океана. Калифорнийская зона спрединга как бы продолжает к югу правосдвиговый разлом Сан-Андреас. Рифтовые долины в этой зоне также эшелонированы по типу правого сдвига (ср. со схемой кулис трещин отрыва на рис. 2.5). Рифтовые долины в малой спрединговой системе Хуан-де-Фука также эшелонированы по типу правого сдвига (по В. В. Белоусову, 1982, с упрощением). 1 — разлом Сан-Андреас; 2 — континентальный склон; 3 — Калифорнийское подводное окраинное плато; 4 — «разломы-гиганты» океанского дна; 5 — Восточно-Тихоокеанская зона спрединга; 6 — глубоководный желоб Центрально-Американской зоны субдукции; 7 — трансформные разломы; 8 — пояс эпицентров землетрясений (изображен условно); 9 — изобата (м). Остальные условные обозначения относятся к континенту и в данном аспекте несущественны

противоположного направления. Для рассматриваемого случая спрединга три таких потока уже обозначены. Это восходящий поток в осевой зоне, горизонтальный центробежный поток (собственно спрединг) и нисходящий поток в области периокеанических впадин. Четвертый же, замыкающий центростремительный горизонтальный поток осуществляется на некоторой глубине, возможно, в подошве верхней мантии.

Таким образом, под океаном в верхней мантии между двумя расходящимися континентами должна существовать конвективная геодинамическая система, состоящая из двух ячеек, разделенных осью спрединга. Теоретически (см. рис. 9.6*б, в*) и экспериментально (см. рис. 9.7) эту конвекцию успешно промоделировал А. Г. Кирдяшкин (1989), о чем упоминалось выше. Эволюция двух названных ячеек весьма своеобразна — они постоянно увеличивают свою протяженность по мере раздвижения континентов. Поскольку дрейф континентов был выше отнесен к геодинамической системе 1-го ранга (ГС-1), функционирующей во всей мантии, то указанная геодинамическая океанская система должна быть отнесена ко 2-му рангу (ГС-2). Таким образом, к тому, что было сказано выше (см. рис. 11.13) о миграции осей спрединга (центров пары ячеек ГС-2), добавляется постоянное расширение этих ячеек.

Недавно Л. И. Лобковский и В. Д. Котелкин (2000) смоделировали на компьютере установившийся режим двухъярусной тепловой конвекции в мантии (рис. 11.23*а*). При этом в верхней мантии образовалось больше ячеек, чем в нижней мантии. На рисунке жирными субвертикальными линиями обозначены те границы между смежными мелкими ячейками в верхней мантии, на которых осуществляется восходящий поток. Эти границы как раз и являются потенциальными зонами спрединга. Модель Л. И. Лобковского и В. Д. Котелкина хорошо объясняет тот отмеченный выше факт, что сейсмическая томография и другие методы не выявляют под зонами спрединга глубже 100–150 км разогретой мантии. Более того, на рис. 11.20 под зонами спрединга на глубинах ниже 400 км показаны выступы более холодной мантии. Это означает, что в верхней мантии осуществляется вынужденная конвекция, обусловленная конвекцией в нижней мантии, и лишний раз подчеркивает принадлежность спрединга к ГС-2. В качестве аналогии здесь уместно напомнить, что восходящий мантийный поток под Южным полюсом в ГС-0 также является вынужденным и поэтому происходит в обстановке относительно холодной мантии.

Весьма примечательно, что направление вращения в одних мелких ячейках верхней мантии совпадает с направлением вращения в расположенной ниже крупной ячейке нижней мантии, а в чередующихся с ними и отмеченных серым цветовым фоном других мелких ячейках вращение направлено в противоположную сторону (по аналогии со сцепленными шестернями). Вследствие такой «сцепленности» с горизонтальным потоком в нижней мантии «серые» ячейки имеют бóльшую горизонтальную протяженность, а скорость конвективных потоков в них превышает таковую в «белых» ячейках.

а

б

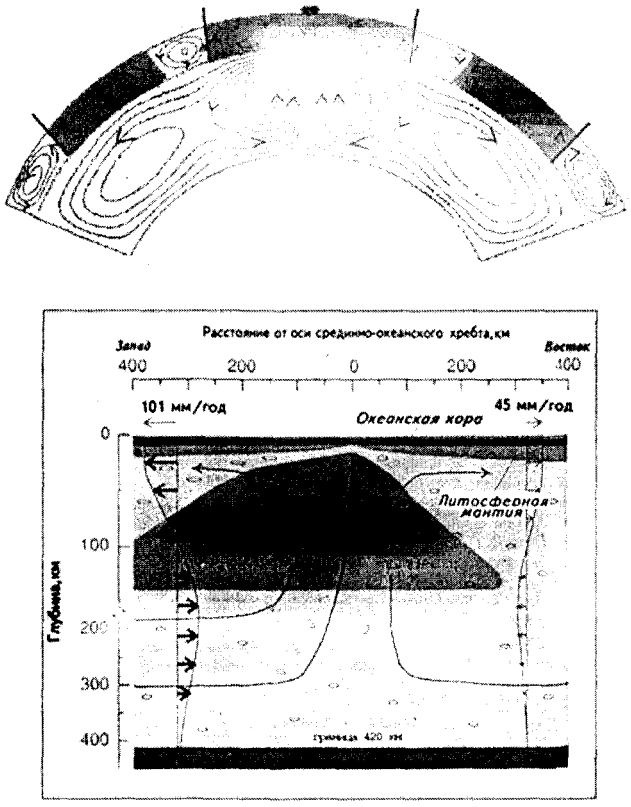


Рис. 11.23. Конвекция в верхней мантии в зонах спрединга. *а* — установившийся режим двухъярусной тепловой конвекции в мантии (компьютерная модель) (по Л. И. Лобковскому и В. Д. Котелкину, 2000, с дополнениями). В верхней мантии образовалось больше ячеек, чем в нижней мантии. Поэтому направление вращения в одних мелких ячейках верхней мантии совпадает с направлением вращения в расположенной ниже крупной ячейке нижней мантии, а в чередующихся с ними и отмеченных серым цветовым фоном других мелких ячейках вращение направлено в противоположную сторону (по аналогии со сцепленными шестернями). Вследствие такой «сцепленности» с горизонтальным потоком в нижней мантии «серые» ячейки имеют бóльшую горизонтальную протяженность, а скорость конвективных потоков в них превышает таковую в «белых» ячейках. Жирные субвертикальные линии обозначают те границы между смежными мелкими ячейками, на которых осуществляется восходящий поток (потенциальные зоны спрединга). *б* — схематический разрез верхней мантии под Восточно-Тихоокеанской зоной спрединга. Результат исследований по проекту «The Mantle Electromagnetic and Tomography (MELT) Experiment». Малые эллипсы обозначают предпочтительную ориентировку кристаллов оливина, кривые со стрелками на конце — направление конвективных потоков, эпюры — вертикальные профили горизонтальной компоненты скорости конвективного течения (по Д. В. Форсайту и др., 1998, с небольшим дополнением). Асимметрия спрединга выражается в разной скорости спрединга к западу (10,1 см/год) и к востоку (4,5 см/год) от оси спрединга, в разной скорости конвективных течений к западу и к востоку от этой оси и в асимметрии линзы частично расплавленной мантии, удлиненной также в западном направлении. Темный овал — участок с повышенной степенью плавления мантии, расположенный также к западу от оси спрединга

Вероятно, именно благодаря последнему обстоятельству имеет место асимметрия спрединга. Например, в Восточно-Тихоокеанской зоне спрединга (рис. 11.23*б*) эта асимметрия выражается в разной скорости спрединга к западу (10,1 см/год) и к востоку (4,5 см/год) от оси спрединга, в разной скорости конвективных течений к западу и к востоку от этой оси и в асимметрии линзы частично расплавленной мантии, удлиненной также в западном направлении. Темный овал — участок с повышенной степенью плавления мантии, расположенный также к западу от оси спрединга. Асимметрия спрединга обусловлена тем, что в Тихоокеанском сегменте Земли в ГС-1 на границе нижней и верхней мантии к востоку от Тихоокеанского суперплюма имеет место горизонтальный конвективный поток в восточном направлении (см. рис. 11.13). В верхней же мантии функционируют две конвективные ячейки ГС-2, разделенные осью Восточно-Тихоокеанского спрединга наподобие мелких ячеек, показанных на рис. 11.23*а*. При этом верхний горизонтальный конвективный поток (собственно спрединг) в западной ячейке направлен к западу, но компенсирующий его нижний горизонтальный поток направлен к востоку (см. рис. 11.23*б*) и поэтому «сцеплен» с горизонтальным потоком в нижней мантии, что и обеспечивает повышенную скорость спрединга в этой ячейке по сравнению с восточной ячейкой.

Аналогичным образом в Красноморской зоне спрединга его скорость в сторону Африки (1 см/год), определенная по линейным магнитным аномалиям, превышает его скорость в сторону Аравии (0,6 см/год). Та же асимметрия спрединга имеет место и в смежной Аденской зоне — 1,09 см/год в сторону Сомали и 0,86 см/год в сторону Аравии (Вержбицкий, 1996). Эта асимметрия обусловлена тем, что при интерференции ГС-0 и ГС-1 (см. выше) Африка и Аравия дрейфуют к северу (точнее, к северо-северо-востоку) под влиянием северного горизонтального потока в нижней мантии, только Аравия с большей скоростью, что и вызывает спрединг в Красноморской и Аденской зонах. В верхней мантии между Африкой и Аравией функционируют две конвективные ячейки ГС-2, разделенные осью спрединга наподобие модельных мелких ячеек (см. рис. 11.23*а*). При этом верхний горизонтальный конвективный поток (собственно спрединг) в южной (Африканской) ячейке направлен к югу, но компенсирующий его нижний горизонтальный поток направлен к северу и поэтому «сцеплен» с горизонтальным потоком в нижней мантии, что и обеспечивает повышенную скорость спрединга в этой ячейке по сравнению с северной (Аравийской) ячейкой.

Асимметрия спрединга приводит к тому, что центр линзы частично расплавленной мантии смещен относительно оси спрединга в ту сторону, где скорость спрединга больше (см. рис. 11.23*б*). Поэтому и ось спрединга испытывает миграцию в том же направлении, которое характерно для Восточно-Тихоокеанской зоны спрединга. Как уже отмечалось выше, эта зона спрединга вместе с продолжающей ее к юго-западу Южно-Тихоокеанской зоной является

частью малого круга с центром на оси Тихоокеанского суперплюма (полюса GRS, см. рис. 11.10) и испытывает центростремительную миграцию по отношению к этому центру. Такая миграция может происходить как плавно, так и прерывисто, посредством так называемого «джампинга» (*jumping*) — перескока оси спрединга к центру линзы частично расплавленной мантии. (Мы уже говорили об аналогичной миграции к западу зоны восходящего потока во всей мантии — Африканского суперплюма — вместе с дрейфом Африки под влиянием ротационного фактора как результате интерференции ГС-0 и ГС-1.)

Миграция оси Юго-Западной Индоокеанской зоны спрединга к северу от малоподвижной Антарктиды также сопровождается асимметрией зоны спрединга. Эта асимметрия выражается в том, что к северу от оси спрединга последний носит «вулканический» характер в отличие от «тектонического» характера спрединга к югу от этой оси (Мевел и др., 1998). При миграции оси Срединно-Атлантической зоны спрединга к западу фронтальная часть этой зоны также более «вулканична», чем ее тыловая, «тектоническая» часть (Матсумото и др., 1998). Однако в отличие от Восточно-Тихоокеанской и Красноморской зон спрединга в двух последних зонах верхний горизонтальный поток в мантии, обусловленный интерференцией ГС-0 и ГС-1 и ответственный за северный дрейф Африки и западный дрейф Америк, направлен от тыла к фронту этих зон. Тем самым нарушается принцип «сцепления» ячеек нижней и верхней мантии (см. рис. 11.23*а* и соответствующий текст). Не исключено, что при интерференции ГС-0 и ГС-1 в Индо-Атлантическом, «континентальном» сегменте Земли, где восходящий поток в ГС-1 представлен относительно маломощным Африканским суперплюмом, ГС-0 преобладает и диктует несколько иной сценарий «сцепления» названных ячеек. В то время как мощный Тихоокеанский суперплюм в одноименном «океаническом» сегменте Земли обеспечивает преобладание ГС-1 в интерференции ГС-0 и ГС-1.

Вероятное существование нижнего горизонтального потока в спрединговых верхнемантийных ячейках, ограниченных континентами, может иметь неожиданные последствия. Предположим, что континенты раздвигаются в ГС-1 со скоростью 3 см/год и между ними функционируют две верхнемантийные конвективные ячейки ГС-2, в которых верхний горизонтальный поток (собственно спрединг) также имеет скорость 3 см/год; такое равенство обычно и постулируется в концепции плейт-тектоники. В этом случае нижний горизонтальный противопоток в этих ячейках в силу компенсационной организации тектонического течения также будет иметь скорость 3 см/год, но в противоположную сторону. В результате интерференции ГС-1 (+3 см/год) и ГС-2 (–3 см/год) материальные объемы в нижней части ячеек вообще не должны никуда смещаться. В этом случае можно ожидать сохранения под океанами части континентальной мантийной литосферы, которая вносит свою специфику в геохимию вулканизма зон спрединга (Волобуев, Гончаров, 2001).

Тем самым проблема «океанизации» континентальной литосферы, над разрешением которой на протяжениии многих лет неустанно работал В. В. Белоусов (Белоусов, 1989), в настоящее время представляется следующим образом. Геологическое пространство, которое возникает между расходящимися континентами и их «корнями», заполняется тремя составляющими: сверху — водой вследствие понижения рельефа земной поверхности, снизу — веществом нижней мантии, которое под влиянием повышенного теплового потока испытывает фазовый переход через границу 670 км, а сбоку — веществом континентальной мантийной литосферы. Более конкретная модель эволюции верхней мантии при формировании океанов еще ждет своих создателей.

Что касается спрединга в Тихоокеанском сегменте Земли, то он отличается от такового в Индо-Атлантическом сегменте повышенной скоростью. Вероятно, это связано с большей «мощностью» (в физическом, а не геологическом смысле) Тихоокеанского суперплюма (см. рис. 11.8, левый разрез), питающего спрединг.

11.4.3. Элементы плейт-тектоники как составные части геодинамической системы 2-го ранга (ГС-2): субдукция

Сейсмотомографические разрезы активных континентальных окраин (см. рис. 11.19) ясно указывают на погружение «холодной» океанской литосферы в «горячую» мантию. Однако в связи с этим сразу возникает вопрос, непосредственно относящийся к тектонофизике, — какими деформационными свойствами обладает эта литосфера. С одной стороны, к ней приурочены гипоцентры землетрясений (так называемая «зона Беньофа»), т. е. литосфера как будто бы находится в твердо-хрупком состоянии. С другой стороны, в зоне глубоководного желоба она сначала испытывает изгиб (переход от субгоризонтального положения до наклона под разными углами, вплоть до 90° в некоторых зонах субдукции). Напомним, что с изгибом слоев мы уже встречались при описании складкообразования. Но там была одна существенная особенность: слой, изогнувшись в одном месте (в точке шарнира складки), обратно уже не распрямляется при смене обстановки горизонтального сжатия обстановкой горизонтального растяжения, а возникает складчатость второй генерации. В зоне же субдукции океанская литосфера сначала изгибается, а затем, по мере погружения в зону Беньофа, снова распрямляется. Здесь уместна аналогия с металлической проволокой, когда ее сгибание с последующим разгибанием приводит к разрыву. Если к этому добавить, что в зону субдукции погружается не некая единая и монолитная литосфера, а предварительно тектонически расслоенная и шарьированная (см. выше описание процесса спрединга), то можно заключить, что эта литосфера обладает скорее свойствами вязкой жидкости при приложении к ней усилий в течение времени, превосходящего время вязко-упругой релаксации ϑ (см. формулу (1.4.7)). Землетрясения же происходят за значительно более короткие промежутки времени, так что с сейсмологической точки зрения литосфера ведет себя как вполне твердое тело.

Однако если субдуцирующая литосфера ведет себя не как твердое тело, а как вязкая жидкость, то возникает вопрос, каким образом она сохраняет свою «прямизну» и наклон под некоторым углом, находясь в окружении «горячей» и, следовательно, менее плотной и менее вязкой мантии, а не погружается вертикально вниз под действием силы тяжести.

Детальная модель этого процесса еще не разработана. Однако его контуры можно определить как сложное сочетание надвигания континента на зону субдукции и восходящего «горячего» потока в верхней ячейке Тихоокеанского сегмента Земли в ГС-1 (см. рис. 11.13) с продвижением океанской литосферы от зоны спрединга к зоне субдукции в ГС-2, как это предполагается в концепции плейт-тектоники. При этом следует напомнить, что в настоящее время сами зоны спрединга испытывают смещение в ГС-1 в сторону центра Тихоокеанского суперплюма. Интерференция всех этих разнонаправленных движений как раз и создает наклонную зону нисходящего потока (зону субдукции), в которой, как теперь говорят, океанская литосфера испытывает «засасывание» (*suction*). В зонах субдукции островодужного типа к этому прибавляется воздействие геодинамической системы следующего, 3-го ранга (ГС-3), ответственной за характерный «гирляндообразный» рисунок островных дуг и глубоководных желобов, о чем речь пойдет ниже.

Если снова обратиться к модели Л. И. Лобковского и В. Д. Котелкина (см. рис. 11.23*а*), то можно констатировать, что наряду с зонами восходящего потока на границах мелких ячеек в верхней мантии — зонами спрединга, о которых говорилось выше, существуют и зоны нисходящего потока. Эти зоны можно сопоставить с зонами *внутриокеанской* субдукции в Тихом океане, например, Марианской зоной с характерной для нее субвертикальной зоной Беньофа. В то же время если одни границы мелких ячеек — зон спрединга — испытывают миграцию, то такую миграцию можно предполагать и для других границ этих ячеек — зон субдукции, что весьма характерно для северо-западной окраины Тихого океана в позднем мезозое-кайнозое. В качестве примера можно привести Ачайваям-Валагинскую островную дугу, возникшую в позднем мелу и в настоящее время, в результате миграции в северо-западном направлении аккретированную к побережью Восточной Камчатки и Корякии.

11.4.4. Элементы плейт-тектоники как составные части геодинамической системы 2-го ранга (ГС-2): коллизия

В соответствии с постулатами плейт-тектоники коллизия является естественным продолжением процесса сближения континентов и наступает после «закрытия» океанического бассейна и полного поглощения океанской литосферы в зоне субдукции. Однако границы сближающихся континентов не являются прямолинейными или хотя бы конформными. Поэтому выпуклые участки континентов соприкасаются (именно там и начинается коллизия) и затрудняют

дальнейшее сближение континентов. Эта ситуация весьма характерна для Альпийско-Гималайского коллизионного пояса, а также для Арктического «океана», который, как мы указывали выше, не намного превышает по своим размерам Средиземное море. В результате создаются условия для мантийного диапиризма, обдукции офиолитов, формирования внутренних островных дуг и глубоководных желобов. Все эти процессы будут более подробно рассмотрены при характеристике геодинамической системы следующего, 3-го ранга (ГС-3).

11.4.5. Интерференция геодинамических систем 1-го и 2-го рангов (ГС-1 и ГС-2)

Как было сказано выше, ранг ГС определяется тремя критериями. *Во-первых,* ГС-(i+1) более высокого (более мелкого) ранга функционирует в геосфере, которая является *частью* геосферы, в которой функционирует ГС-i более низкого (более крупного) ранга. *Во-вторых,* ячейки ГС-(i+1) являются *частями* ячеек ГС-i. *В-третьих,* боковые границы ячеек ГС-(i+1) испытывают *смещение* в координатах ГС-i. В рассматриваемом случае ГС-2 не только функционирует в верхней мантии, являющейся частью всей мантии — ареной ГС-1, но к тому же и *не во всей* верхней мантии, а только под океанами. Именно поэтому она может быть квалифицирована как «субглобальная» в отличие от «глобальной» ГС-1 (охватывающей *всю* мантию) и «надглобальной» ГС-0 (функционирующей *во всей Земле* в целом). Ячейки ГС-2 в Индо-Атлантическом сегменте Земли ограничены, с одной стороны, зоной спрединга, а с другой — пассивной окраиной континента с ее периокеаническими впадинами. В ячейках же Тихоокеанского сегмента, помимо зоны спрединга, другой боковой границей является зона субдукции. Для ячеек обоих сегментов Земли характерна миграция их границ во времени — зон спрединга, субдукции и пассивных континентальных окраин (см. рис. 11.13) — а следовательно, постоянное изменение горизонтальной протяженности этих ячеек.

Как мы уже говорили, интерференция ГС-0 и ГС-1 приводит к хорошо известной асимметрии строения Тихого океана. Для его восточной окраины характерна субдукция окраинно-континентального типа, без гирлянды островных дуг и задуговых бассейнов. Вероятно, это связано с отмеченной выше «удвоенной» скоростью западного дрейфа обеих Америк. В «чистом» виде их надвигание на океанскую литосферу проявлено в более продвинутой на запад Северной Америке. На ее западной окраине перекрыта даже Восточно-Тихоокеанская зона спрединга. Зона субдукции здесь вообще отсутствует, лишний раз подтверждая высказанный выше тезис о том, что при формировании структурного парагенеза играет роль не только *относительное* смещение двух крыльев разрыва, но и активность одного из крыльев при пассивности другого (см. рис. 1.29 и 4.9). В данном случае имело место именно *надвигание* континента на океанскую литосферу в (ГС-0) + (ГС-1), которое отнюдь не тождественно (как это часто считают) пододвиганию. На западной же окраине

Южной Америки это надвигание сочеталось с пододвиганием в ГС-2 (собственно субдукцией). Такая интерференция (ГС-0) + (ГС-1) + (ГС-2) привела к тому, что субдукция окраинно-континентального типа существенно отличается от субдукции островодужного типа на западной окраине Тихого океана. В последнем случае, как говорилось выше, происходит взаимная «нейтрализация» ГС-0 и ГС-1 (см. рис. 11.13, 11.15). Эта «спокойная» обстановка предоставляет возможность для функционирования геодинамической системы следующего, 3-го ранга (ГС-3), формирующей «гирляндовидный» структурный рисунок островных дуг, глубоководных желобов и задуговых бассейнов. Нечто промежуточное между западными окраинами Северной и Южной Америк представляет регион на западной окраине Северной Америки, где свой вклад вносит ГС-2 в виде «тектонопары» спрединга в малой спрединговой системе Хуан-де-Фука и субдукции в зоне Каскадных гор.

Если в Индо-Атлантическом сегменте Земли интерференция ГС-1 и ГС-2 представляет собой относительно простой процесс с ясными последствиями, то этого нельзя сказать о Тихоокеанском сегменте. Как говорилось выше, ГС-1 в этом сегменте представляет собой двухъярусную конвекцию в мантии с двумя ячейками, расположенными одна над другой, соответственно в нижней и верхней мантиях (см. рис. 11.13). В то же самое время ГС-2 состоит из двух ячеек в верхней мантии, разделенных Восточно-Тихоокеанской зоной спрединга и продолжающей ее к юго-западу Южно-Тихоокеанской зоной спрединга, а еще далее к западу — Австрало-Антарктической зоной спрединга (см. рис. 11.6). Одна из этих ячеек (назовем ее условно «юго-восточной») на востоке ограничена активной окраиной Южной Америки с Андской зоной субдукции, а на юге — пассивной окраиной Антарктиды. «Северо-западная» же ячейка ограничена с запада, северо-запада и севера «гирляндовидной» зоной субдукции островодужного типа. Поскольку в верхней мантии Тихоокеанского сегмента Земли не могут *одновременно* существовать *одна* ячейка ГС-1 и две ячейки ГС-2, то, вероятно, в реальности осуществляется интерференция ГС-1 и ГС-2, воспроизведенная в описанной выше компьютерной модели Л. И. Лобковского и В. Д. Котелкина (см. рис. 11.23*а*).

11.4.6. Возможное функционирование ГС-2 ниже верхней мантии

Все вышесказанное относилось к ГС-2, функционирующей в *верхней* мантии. Однако это не означает, что ниже верхней мантии происходят более простые процессы, чем в верхней мантии. Их картина, отображенная на рис. 11.13, является лишь самым первым приближением, в первую очередь из-за недостаточности наших знаний о той геосфере, которая фигурировала выше под пока общепринятым именем «нижняя мантия».

В последние годы, в первую очередь благодаря «прорыву» в области сейсмотомографии, наметилась тенденция, обозначенная в работах Ю. М. Пущаровского, к выделению ниже границы 660–670 км не *единой* нижней мантии

со слоем D″ в ее основании, а *нескольких* геосфер, среди которых имеются две основные — «средняя мантия» (от 840 до 1700 км) и «нижняя мантия» в новом понимании (начиная с глубины 2200 км и до границы с ядром). Среднюю мантию отделяет от верхней мантии зона раздела I (от 670 до 840 км), а от нижней мантии — зона раздела II (от 1700 до 2200 км). В основании нижней мантии располагается упомянутый слой D″. Эта новая модель строения мантии подкрепляется теоретическими и экспериментальными данными о минерально-фазовых переходах на границах выделенных геосфер (Ю. М. Пущаровский, Д. Ю. Пущаровский, 1999).

Таким образом, в соответствии с принципом иерархичности геосфер и соответствующих им геодинамических систем можно предполагать, что в нижней мантии (в традиционном понимании этого термина) функционирует не только ГС-1 (см. рис. 11.13), но также и ГС-2 в каждой из вновь выделенных геосфер. Интерференция ГС-1 и ГС-2 неизбежно должна приводить к весьма сложной картине движения мантийных масс. Анализ этой картины — дело будущего.

11.5. НАДРЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ СИСТЕМА 3-ГО РАНГА (ГС-3)

При выделении геодинамических систем глобального ранга (надглобальной ГС-0, глобальной ГС-1 и субглобальной ГС-2) наметилась следующая закономерность. ГС-0 не только функционирует повсеместно, но также представлена одной-единственной ячейкой. ГС-1 функционирует также повсеместно, но представлена одной ячейкой в Индо-Атлантическом сегменте Земли и двумя ячейками в Тихоокеанском сегменте (см. рис. 11.13). А вот ГС-2 развита только под океанами. Правда, ее нельзя назвать «локальной», поскольку океаны занимают более 2/3 поверхности Земли. Как говорилось выше, континенты в значительной степени экранируют мантийный тепловой поток, который «устремляется» в область океанов и поддерживает существование ГС-2.

Однако тепловой поток под океанами и их окраинами также распределен неравномерно. Его повышенные значения, соответствующие высокому (малоглубинному) положению изотермы 600°, наблюдаются в характерных зонах ГС-2 — в зонах спрединга, субдукции и коллизии (Левин, 2003). Повышенный тепловой поток в зонах спрединга коррелируется с восходящим конвективным потоком вещества мантии. В зонах коллизии повышение теплового потока обусловлено сближением экранирующих тепло континентов, так что избыток мантийного тепла приурочен к постепенно закрывающейся «щели» между ними. Что касается зон субдукции, то они, как было показано выше, расположены в «горячем» поясе верхней мантии (см. рис. 11.11), обусловленном восходящим потоком по краям верхнемантийной ячейки ГС-1 в Тихоокеанском сегменте Земли (см. рис. 11.13).

Именно в названных зонах повышенного теплового потока функционирует *локальная* конвективная геодинамическая система следующего, 3-го ранга

(ГС-3). Как было показано выше, форма конвективных ячеек зависит от числа Рэлея, которое увеличивается с ростом теплового потока. При повышенных значениях безразмерного числа Рэлея, превышающих 10^4, конвективные ячейки имеют трехмерную (купольную) форму, а при значениях числа Рэлея в диапазоне 10^3–10^4 происходит двумерная валиковая конвекция. По убыванию энергетической «мощности» (в физическом, а не геологическом значении этого термина) названные три зоны можно выстроить в такой ряд: зоны субдукции окраин Тихого океана, зоны коллизии (Альпийско-Гималайский горно-складчатый пояс) и зоны океанского спрединга. Оказывается, что зонам субдукции свойственна купольная форма конвекции в ГС-3, зонам коллизии — смешанная форма (купольная в одних местах и валиковая в других), а зонам спрединга — только валиковая. Об этом и пойдет речь ниже.

11.5.1. Геодинамическая система 3-го ранга (ГС-3): купольная форма конвекции

Классическая схема концепции тектоники литосферных плит: спрединг — плита — субдукция как явления одного ранга идеально подходит лишь к парагенезу Восточно-Тихоокеанская зона спрединга — плита Наска — Андская зона субдукции (см. рис. 11.5). Во многих других случаях размеры субдуцирующих плит значительно превосходят размеры триады окраинное (или внутреннее) море — островная дуга — глубоководный желоб. К тому же дуги и желоба в плане не являются прямолинейными, а образуют гирлянды, выпуклые в сторону пододвигающейся плиты и окаймляющие названные моря. Это характерно для конвергентных границ Тихоокеанской и Африканской литосферных плит. Говоря образно, «гора рождает множество мышей», в данном случае плита порождает множество триад задуговый бассейн — дуга — желоб. Это говорит о том, что субдукция плиты и возникновение названных триад — процессы разного ранга, хотя и взаимосвязанные. На это обратил внимание еще Д. Кариг около 30 лет назад, выдвинув идею мантийного диапиризма, индуцированного субдукцией плит и порождающего формирование изометричных в плане задуговых бассейнов и окаймляющих их островных дуг, глубоководных желобов и продолжающих их на глубине зон Беньофа. Как теперь выясняется, для гипотезы Д. Карига имеются весьма серьезные основания в виде «горячего» надсубдукционного клина (см. рис. 11.11, 11.19). Однако причина дугообразности в плане цепочек вулканических островов и желобов осталась неясной.

Как уже говорилось, в лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ было проведено много серий экспериментов по воспроизведению складчатых линейных и купольных структур путем возбуждения тепловой конвекции в тонкослоистых образцах. Одним из побочных результатов этих опытов, который до поры до времени не привлекал нашего внимания, явилось формирование резко асимметричных впадин в краевых частях модельных образцов

(рис. 11.24). Эти впадины компенсируют соседние купольные поднятия, они дугообразны в плане, в разрезе же напоминают в верхней части глубоководные желоба, а в нижней — зоны Беньофа. Этот результат детализирует на модельном уровне схему Д. Карига и объясняет дугообразность в плане глубоководных желобов и зон Беньофа. Тем самым триада задуговый бассейн — островная дуга — глубоководный желоб получает интерпретацию как результат **интерференции** субдукции океанской плиты как крупномасштабного процесса в ГС-2 и мантийного диапиризма как более мелкомасштабного процесса в ГС-3.

Рис. 11.24. Воспроизведение мантийного диапира и компенсирующего его резко асимметричного прогиба, имитирующего глубоководный желоб наверху и зону субдукции на глубине (по М. А. Гончарову и Ю. М. Горелову). Модельные тонкослоистые образцы, состоящие из сплава канифоли с машинным маслом, были подогреты снизу. Самый нижний слой обозначен черным цветом. *а→б* — эволюция процесса конвекции, который был прерван в разных образцах на различных этапах

Уникальной областью такой интерференции, где помимо субдукции участвует также коллизия, является Альпийско-Средиземноморский подвижный пояс (рис. 11.25). Сближение Африки с Евразией в новейшее время создало «плотную упаковку» континентальных блоков, между которыми располагаются:

1) *остаточные* периокеанические впадины океана Тетис — Ионическая и Левантийская. Их литосфера продолжает субдуцировать под Евразию, что выражается в существовании выпуклых в сторону этих впадин зон субдукции — Эоловой (Калабрийской), Эгейской (Критской) и Кипрской;

2) цепочка *новообразованных* впадин (с запада на восток): Альборанская, Сардино-Балеарская, Тирренская, Паннонская и Эгейская. Они окружены извилистым контуром центробежно-вергентных складчато-покровных сооружений (перечисление вдоль этого контура против часовой стрелки): Магрибиды, Апеннины, Южные Альпы, Динариды, Эллиниды, Тавриды, Понтиды, Балканы, Карпаты, Восточные и Западные Альпы, сооружения Корсики, Бетиды. Этот контур образует «заливы» в виде дивергентных Пиренеев и «перемычки» в виде границы, разделяющей северо- и западно-вергентные Восточные и Западные Альпы и восточно- и южно-вергентные Южные Альпы. Разрывы в этом контуре как бы восполняются упомянутыми зонами субдукции с сохранением направления падения сместителя надвига-поддвига.

Три процесса разного ранга обусловили структурный рисунок Средиземноморья: 1) субдукция остаточной части литосферы океана Тетис (ГС-2); 2) коллизия пришедших в соприкосновение континентальных масс (ГС-2); 3) мантийный диапиризм (на вероятность которого одними из первых указали Е. Е. Милановский и А. В. Чекунов) как следствие повышенного теплового потока, неизбежного при сближении экранирующих глубинное тепло континентов (ГС-3). Повышенный тепловой поток снижает контраст вязкости между астеносферой и литосферой, а инверсия плотности между этими геосферами (астеносфера легче литосферы) стимулирует формирование изометричных в плане мантийных диапиров. Субдукция и коллизия создают обстановку общего горизонтального сжатия, которая, как показывают недавние эксперименты Кр. Дж. Толбота с соавторами, резко ускоряет рост мантийных диапиров и синхронизирует этот процесс в удаленных друг от друга регионах Альпийско-Средиземноморского пояса. Восходящий мантийный поток компенсируется на поверхности горизонтальным центробежным потоком, который на границе с континентальными форландами вызывает формирование центробежно-вергентных складчато-покровных сооружений (см. главу 8). На границе же с океаническими впадинами он компенсируется формированием резко асимметричных, падающих в сторону диапира прогибов (см. рис. 11.24). В верхней части это глубоководные желоба, дугообразные в плане, а на глубине — зоны Беньофа, о чем речь шла выше.

Весьма показательным обстоятельством, указывающим на единство мантийного диапиризма во всей этой области, является продолжение по простиранию зон субдукции коры океанического типа и внешних границ альпийских шарьяжей (см. рис. 11.25), которые отдельные авторы считают зонами так называемой «континентальной субдукции», или субдукции Амштутца. Последняя представляет собой процесс, компенсирующий подъем мантийного диапира и его растекание на поверхности в виде альпийских шарьяжей. А вот как самостоятельный процесс «континентальную субдукцию» представить трудно. В этом случае придется предположить, что, например, Адриатическая континентальная плита одновременно пододвигалась в трех направлениях:

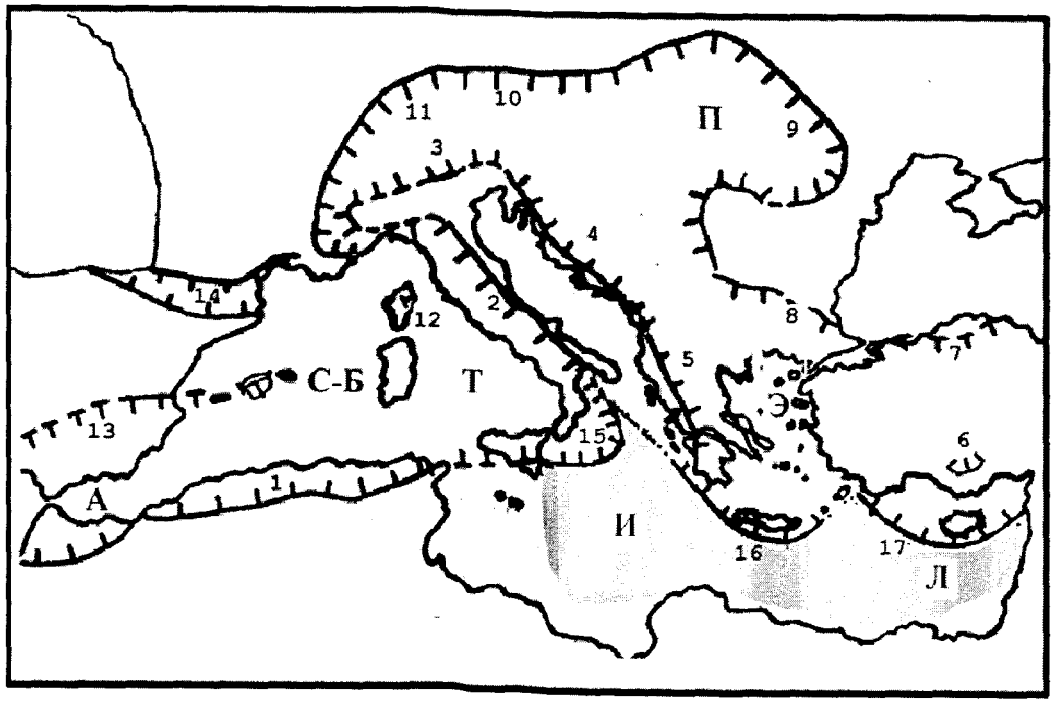


Рис. 11.25. Схема зон надвигов и зон субдукции, опоясывающих новообразованные внутренние бассейны в Альпийско-Средиземноморском горно-складчатом поясе. Цепочка новообразованных бассейнов (с запада на восток): Альборанский (А), Сардино-Балеарский (С-Б), Тирренский (Т), Паннонский (П), Эгейский (Э) — окружена извилистым контуром центробежно-вергентных складчато-покровных сооружений (перечисление вдоль этого контура против часовой стрелки, штрихи в сторону новообразованных бассейнов): 1 — Магрибиды, 2 — Апеннины, 3 — Южные Альпы, 4 — Динариды, 5 — Эллиниды, 6 — Тавриды, 7 — Понтиды, 8 — Балканы, 9 — Карпаты, 10 — Восточные Альпы, 11 — Западные Альпы, 12 — сооружения Корсики, 13 — Бетиды; 14 — «залив» названного контура в виде Пиренеев. «Бреши» в этом контуре заполняют зоны субдукции с тем же направлением падения сместителя надвига-поддвига: 15 — Эоловая (Калабрийская), 16 — Эгейская (Критская) и 17 — Кипрская. Серым цветом обозначены остаточные периокеанические впадины океана Тетис — Ионическая (И) и Левантийская (Л)

под Апеннины к юго-западу, под Южные Альпы к северо-западу и под Динариды к северо-востоку; Евразийская плита — под Северные Карпаты к югу, а под Восточные Карпаты — к западу; Мизийская плита — под Южные Карпаты к северу, а под Балканы — к западу и к югу.

В качестве более масштабного примера перехода по простиранию субдукционных структур в коллизионные можно привести выпуклую к юго-западу Зондскую зону субдукции, переходящую к северо-западу во внешний фронт шарьяжей Гималаев, также выпуклый в южных румбах. Как уже говорилось, по данным сейсмотомографии вокруг Тихого океана в верхней мантии фиксируется так называемое «огненное кольцо» (см. рис. 11.11), но именно под Зондским архипелагом оно имеет наиболее глубокий «корень» — около 400 км. Это дает основание предполагать здесь наличие гигантского мантийного диапира. В тылу же Гималаев располагается Тибет. В последнее время и под ним обнаружен изометричный в плане выступ «горячей» мантии с «корнем» также глубиной около 400 км, так что и здесь имеются признаки гигантского мантийного диапира. То есть на юго-востоке Евразии также происходит интерференция процессов субдукции, коллизии и мантийного диапиризма. С этих позиций все Средиземноморье представляет собой также гигантский мантийный диапир с отдельными «апофизами» — частными мантийными диапирами.

При мантийном диапиризме неизбежна *двухъярусная* конвекция (см. рис. 10.1), что подтверждено результатами компьютерного моделирования (Шарков, Свалова, 2001). Восходящий поток в геосфере астеносфера + литосфера растекается вдоль подошвы более легкой коры и силой своего трения растягивает кору и уменьшает ее мощность. Если бы при этом поверхность коры оставалась горизонтальной, а ее подошва приобретала выпуклость кверху, то имел бы место избыток массы за счет более тяжелой мантии. Если бы, наоборот, поверхность коры прогибалась, а ее подошва оставалась горизонтальной, то имел бы место недостаток массы. Поэтому кора над мантийным диапиром, для соблюдения изостазии, должна быть *двояковогнутой*. Другими словами, над восходящим потоком мантийного диапира неизбежно возникновение нисходящего потока в верхней коре, что и приводит к формированию впадины рельефа на поверхности в виде новообразованного бассейна. На периферии же происходит компенсационное скучивание материала в виде шарьяжей, а если в бассейне дело доходит до рассеянного спрединга и формирования океанической коры, то при продолжении процесса эта кора может быть обдуцирована на периферию впадины в виде офиолитового покрова. Существует предположение, основанное на ряде геологических, петрологических и геофизических данных, что под океаном Тетис существовал гигантский мантийный мегадиапир с апофизами в виде мантийных диапиров, описанных выше (Шарков, Свалова, 2001). Вероятно, именно эти мантийные диапиры породили целый «Периарабский» пояс офиолитовых покровов, обдуцированных на *пассивную*

окраину Афро-Аравии. Самые крупные фрагменты обдуцированной океанской литосферы обнаружены именно на пассивных окраинах (в частности, Семаильский аллохтон Омана). При этом осадочные толщи континентального склона и шельфа были вовлечены в надвигание в той же последовательности (от тыла шарьяжа к его фронту), которая была описана в главе 8. Такая трактовка генезиса офиолитовых покровов согласуется с датировками, согласно которым формирование океанской литосферы и ее обдукция разделяются небольшим отрезком времени. Более того, именно океаническая литосфера задуговых бассейнов имела больше шансов сохраниться на земной поверхности, чем литосфера открытого океана, порожденная в зонах спрединга и погруженная в зонах субдукции (Хаин, Ломизе, 1995).

Если для *всего* западного «полукольцевого» обрамления Тихого океана характерна «горячая» верхняя мантия с ее поверхностным выражением в виде гирлянды островных дуг и глубоководных желобов, обрамляющих задуговые бассейны, то этого нельзя сказать о восточном «полукольце» (см. рис. 11.11). Здесь «горячая» мантия характерна лишь для западной окраины Северной Америки и для Центральной Америки. Вероятно, здесь существенный «тепловой» вклад вносит продолжающаяся под континентом Восточно-Тихоокеанская зона спрединга. Это выражается в значительном расширении Североамериканских Кордильер, обстановке горизонтального растяжения и вулканизме в их центральных частях (Большой Бассейн и другие регионы) и складчато-покровном сооружении Скалистых гор на их восточной периферии. Другими словами, здесь проявлены многие признаки мантийного диапиризма ГС-3, описанного выше. А вот на западной окраине Южной Америки, где «горячая» верхняя мантия отсутствует, нет ни «гирляндообразной» триады задуговый бассейн — островная дуга — глубоководный желоб, ни породившего ее мантийного диапиризма. Возможно, здесь при пониженном значении числа Рэлея конвекция в ГС-3 функционирует в линейной форме, в виде гигантского вала Анд, с некоторыми описанными выше атрибутами — обстановкой горизонтального растяжения на своде Анд и складчато-покровной тектоникой на их восточном склоне. В то же время на их западном склоне при интерференции ГС-3 с субдукцией в Андской зоне (ГС-2) происходит трудноразличимое сочетание надвигания западной части Анд к западу и субдукции океанической плиты Наска к востоку.

11.5.2. Геодинамическая система 3-го ранга (ГС-3): валиковая форма конвекции

Как уже говорилось, в том числе применительно к горной системе Анд, валиковая конвекция происходит при пониженных значениях числа Рэлея. Все ее особенности, включая двухъярусную конфигурацию ячеек (см. рис. 10.1), обусловленную «легкостью» коры по сравнению с мантией в сочетании с изостазией, были рассмотрены в предыдущих главах (см. рис. 8.16, 9.1, 9.6,

9.7, 10.1–10.4). Ориентировка линейных поднятий (с «корнями») и чередующихся с ними впадин (с «антикорнями») зависит от геодинамической обстановки, создаваемой в геодинамической системе более низкого (более крупного) ранга — ГС-2.

В **зонах коллизии** линейные поднятия и впадины характеризуются *продольной* ориентировкой по отношению к коллизионному орогенному поясу (см. примеры на рис. 10.3, 10.4). Орогенные пояса состоят из чередующихся линейных поднятий с утолщенной корой («корнями») и впадин с утоненной корой («антикорнями»). Утолщение коры поднятий в процессе коллизионного сжатия в ГС-2, обусловленного сближением континентальных масс, на первый взгляд вполне объяснимо, чего нельзя сказать об утонении коры впадин. Последнее является следствием какого-то иного механизма. Но в связи с этим возникает проблема утолщения коры поднятий: каким образом коллизионное сжатие, направленное со стороны сближающихся континентальных масс, может воздействовать на эти поднятия, как бы «перескакивая» через разделяющие их впадины? К этому следует добавить факт присутствия в составе орогенных поясов впадин внутренних морей с корой, еще более утоненной, чем у линейных впадин. Форма впадин внутренних морей, в плане близкая к изометричной, никак не вяжется с представлением о коллизионном сжатии как причине их формирования. Как мы уже говорили, такой причиной представляется купольная двухъярусная конвекция (мантийный диапиризм) в ГС-3.

Исследователи, обратившие внимание на эти и другие факты, как будто бы несовместимые с коллизионной концепцией формирования орогенных поясов, поставили под сомнение сам факт коллизии (сближения континентальных масс) и пытаются объяснить генезис этих поясов с позиций фиксизма. Наиболее последовательным сторонником этого направления был В. В. Белоусов. Среди выделенных им различных эндогенных режимов (Белоусов, 1989) имеются два относящихся к классу «возбужденных» (обусловленных повышенной температурой мантии) — орогенный и тафрогенный. Первый, по его представлению, ответственен за формирование орогенных поднятий, а второй — за образование орогенных впадин и впадин внутренних морей. Факт «возбуждения» мантии (в виде поднятия кровли астеносферы) не только в зонах срединно-океанских хребтов и активных окраин (что было известно и ранее), но и в орогенных поясах недавно весьма обстоятельно констатировал Л. Э. Левин (2003). Однако ни сам В. В. Белоусов, ни другие исследователи, которые искали причину утонения коры под впадинами в процессах базификации, эклогитизации, десерпентинизации и т. п., не смогли объяснить, почему в орогенных поясах — областях повышенного теплового потока — возникают линейные поднятия, чередующиеся с разделяющими их впадинами, т. е., по терминологии В. В. Белоусова, в чем причина чередования проявлений орогенного и тафрогенного режимов.

Как говорилось выше, чередование орогенных линейных поднятий с утолщенной корой и впадин с утоненной корой может возникать в процессе двухъ-

ярусной конвекции в геосфере астеносфера + литосфера. Такая конвекция происходит в диапазоне определенных значений критерия Рэлея; для ее функционирования совсем необязательно коллизионное сближение континентальных масс. Однако здесь мы сталкиваемся с некоторым парадоксальным на первый взгляд явлением. Как было показано теоретически и экспериментально, в том числе в опытах с применением эквивалентных материалов в лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ, при подогревании образцов, прямоугольных в плане, в них в процессе конвекции возникали чередующиеся линейные поднятия и впадины, ориентированные под прямым углом к *длинной* стороне образца. Другими словами, эта конвекция была не продольной, имитирующей формирование продольных (по отношению к простиранию орогенного пояса) поднятий и впадин, а поперечной. Существуют ли природные аналоги такой поперечной конвекции?

Как мы уже видели, такие аналоги существуют в **зонах спрединга**. Это срединно-океанские хребты, формирующиеся, в отличие от орогенных поясов, в иной геодинамической обстановке — обстановке растяжения, обусловленного спредингом. По своим масштабам это не «хребты», аналогичные хребтам орогенных поясов, а своеобразные «талассоорогенные» пояса протяженностью в десятки тысяч километров и шириной в тысячи километров и в этом смысле сопоставимые с орогенными поясами. Сходство не ограничивается только масштабом.

В настоящее время происходит переоценка главных черт строения срединно-океанских хребтов. По данным спутниковой альтиметрии, срединно-океанские хребты выглядят ныне на топографических схемах океанского дна как системы поперечных (по отношению к простиранию срединно-океанских хребтов) поднятий-хребтов и впадин-долин, осложненных повсеместной поперечной морщинистостью рельефа океанского дна (см. рис. 9.2). На этом общем фоне рифтовые долины имеют вид второстепенных нарушений, осложняющих поднятия, а трансформные разломы оказываются приуроченными к впадинам. Благодаря сдвиговому смещению вдоль трансформных разломов последние резко выражены в рельефе океанского дна на фоне системы поперечных поднятий и впадин и поперечной морщинистости.

К этому новому «имиджу» рельефа океанского дна можно добавить все чаще обнаруживаемую повышенную у поперечных поднятий и пониженную у поперечных впадин мощность коры (см. рис. 9.1). В этом обстоятельстве можно усмотреть кардинальное сходство между поперечными системами поднятий и впадин в срединно-океанских хребтах («талассоорогенных» поясах) и продольными системами поднятий и впадин в орогенных поясах.

Сходство морфологии всегда вызывает подозрение в общности происхождения. Генезис продольных систем хотя обычно и приписывают коллизионному горизонтальному сжатию, но это представление наталкивается на указанные выше трудности. Что касается поперечных систем, то такое сжатие

должно быть направлено вдоль простирания срединно-океанских хребтов, а это вообще нереально.

Наиболее вероятной причиной формирования поперечных систем как раз и является упомянутая выше поперечная валиковая конвекция (ГС-3) в молодой океанской геосфере астеносфера + литосфера, которая происходит на фоне более масштабной продольной конвекции в верхней мантии (ГС-2), ответственной за процесс спрединга. Возможность существования такой иерархической конвективной системы предсказана теоретически и подтверждена экспериментально (см. рис. 9.6 и 9.7). На III Международной конференции по тектонике литосферных плит в 1991 г. А. Г. Кирдяшкин продемонстрировал весьма эффектную видеозапись этого процесса.

Вместе с тем следует отметить, что в модели А. Г. Кирдяшкина валиковая поперечная конвекция — одноярусная. Поэтому она не может создать существующие в природе (см. рис. 9.1) поперечные впадины границы Мохо («корни») под поперечными поднятиями рельефа океанского дна и поперечные поднятия этой границы («антикорни») под поперечными впадинами дна. Наличие таких «корней» и «антикорней» обеспечивает изостатическое равновесие океанской коры.

Именно наличие коры, более легкой, чем подстилающая мантия, как раз и вынуждает валиковую конвекцию быть двухъярусной, в результате чего над «антикорнями» формируются впадины рельефа океанского дна, а над «корнями» — поднятия дна. Простейшая компьютерная модель двухъярусной конвекции изображена на рис. 8.16 и 10.1. Главным в этом процессе является то обстоятельство, что над нисходящим потоком в нижнем ярусе, создающим «корень», осуществляется восходящий поток в верхнем ярусе, в результате чего над «корнем» возникает поднятие. И наоборот, над восходящим потоком в нижнем ярусе, ответственным за создание «антикорня», происходит нисходящий поток в верхнем ярусе, в результате чего над «антикорнем» формируется впадина (рис. 11.26).

Как было сказано выше, хотя восходящие конвективные потоки и компенсируются нисходящими, но такой компенсации недостаточно. Для полной компенсации объема внутри конвективной ячейки необходимы горизонтальные потоки, строго увязанные с вертикальными. Эти потоки создают между впадинами и их «антикорнями» обстановку горизонтального растяжения, а между смежными поднятиями и их «корнями» господствует компенсационное горизонтальное сжатие. Такая компенсация растяжения в зонах поперечных впадин сжатием в зонах смежных поперечных поднятий установлена Ю. Н. Разницыным (Разломные зоны... 1995).

Двухъярусная конвекция была выявлена еще в начале XX в. А. Бенаром в результате его известных экспериментов. Однако Дж. У. Рэлей, используя результаты экспериментов А. Бенара, игнорировал маломощный верхний ярус бенаровской конвекции как несущественный для создания основ физической

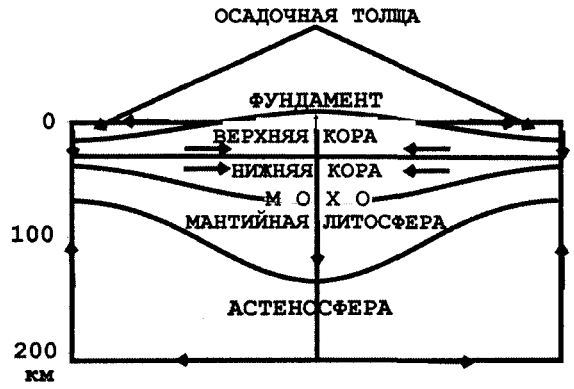


Рис. 11.26. Принципиальная схема двухъярусной конвекции в геосфере астеносфера + литосфера

теории конвекции. Между тем этот маломощный верхний ярус представляется весьма важным для понимания природы тектонических движений.

Необходимо отметить, что чем более детальной становится картина рельефа морского дна в областях срединно-океанских хребтов (для осознания этого факта достаточно заглянуть в Интернет), тем все более явно выявляется поперечная «морщинистость» этого рельефа, осложняющая упомянутые поперечные поднятия и впадины. Эта «морщинистость» также может быть объяснена в рамках представления о поперечной конвекции. В процессе последней возникают не только поднятия и впадины, но и своеобразное конвективное поле напряжений, которое в случае слоистой толщи приводит к складкообразованию (см. рис. 2.12). В лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ было проведено много экспериментов по воспроизведению конвективной складчатости, в том числе при подогревании снизу прямоугольных в плане тонкослоистых образцов, в которых происходила поперечная конвекция и формировалась поперечная конвективная складчатость.

Таким образом, океанская кора, рожденная в зонах срединно-океанских хребтов в процессе спрединга, изначально обладает поперечно-конвективной структурой, что способствует формированию трансформных разломов под прямым углом к рифтовым долинам и снимает проблему, которая выпала из поля зрения создателей и сторонников тектоники литосферных плит. Суть этой проблемы была изложена в главе 9 (см. рис. 9.8). Суммируя все вышесказанное, можно квалифицировать срединно-океанские хребты как «талассоорогенные» пояса, состоящие из поперечных поднятий с «корнями» и впадин с «антикорнями» и осложненные поперечной «морщинистостью», генерированные процессом двухъярусной конвекции в геосфере астеносфера + литосфера (ГС-3), происходящей на фоне более крупномасштабной продольной конвекции в верхней мантии (ГС-2). Продольная конвекция ответственна за спрединг с его характерным структурным парагенезом — сочетанием кулисообразно

расположенных рифтовых долин с соединяющими их концы сдвиговыми трансформными разломами. Последние используют при своем формировании ослабленные зоны поперечных впадин с утоненной корой и литосферой.

Если теперь снова обратиться к продольным системам поднятий и впадин в зонах коллизии — орогенным поясам, то встает законный вопрос: а почему их формирование нельзя объяснить по аналогии с поперечными системами поднятий и впадин вышеописанных зон спрединга — «талассоорогенных» поясов, с тем чтобы снять проблему утонения коры и литосферы под впадинами в обстановке коллизии? Такую идею о двухъярусной конвекции недавно высказали А. В. Чекунов (см. рис. 10.2) применительно к новейшему тектогенезу Юго-Восточной Европы и М. Г. Леонов (см. рис. 10.3) в связи с анализом альпийской геодинамики Южного Тянь-Шаня.

Более конкретная схема двухъярусной конвекции (рис. 11.27), учитывающая этапность орогенеза и эволюцию конвективного процесса, разработана автором данной главы для новейшей геодинамики Большого Кавказа (Шолпо и др., 1993). Как известно, новейший орогенез в регионе Большого Кавказа подразделяется на три этапа: 1) допозднемиоценовый (предорогенный, «квазиплатформенный»); 2) допозднеплиоценовый (раннеорогенный); 3) позднеплиоцен-четвертичный (позднеорогенный). Для второго этапа характерен низкогорный рельеф, когда поднятие почти компенсируется денудацией. На третьем этапе формируется высокогорный рельеф, когда денудация «не поспевает» за ростом поднятия. Что касается первого этапа, то сам факт поднятия Большого Кавказа в эту эпоху и соответствующей денудации остаются предметом дискуссии. В то же время на первом этапе область Большого Кавказа являлась источником олистолитов и, что весьма показательно, гигантских олистоплак длиной в несколько километров и толщиной до 200 м. Другими словами, вблизи земной поверхности доминировали горизонтальные перемещения в том стиле, какой показан на рис. 11.27*б*. На двух последующих этапах вертикальные движения постепенно усиливались и стимулировали процесс денудации. Модель, в которой поднятие полностью компенсировано денудацией, была описана ранее (см. рис. 4.15).

Отмеченные переходы от одного этапа орогенеза к другому обусловлены эволюцией двухъярусной конвекции в геосфере астеносфера + литосфера (см. рис. 11.27). Конвекция была обусловлена инверсией плотности на границе астеносферы с литосферой. Эволюция конвективного процесса выражалась посредством изменения следующих параметров: 1) увеличения кривизны этой границы и границы Мохо; 2) подъема как подошвы верхнего этажа конвекции (от уровня Мохо до границы нижней и верхней коры), так и кровли этого этажа (от земной поверхности до некоторой фиктивной границы в атмосфере).

Таким образом, линейные в плане системы поднятий и впадин, хотя и приуроченные к различным по своей геодинамике границам — конвергентным

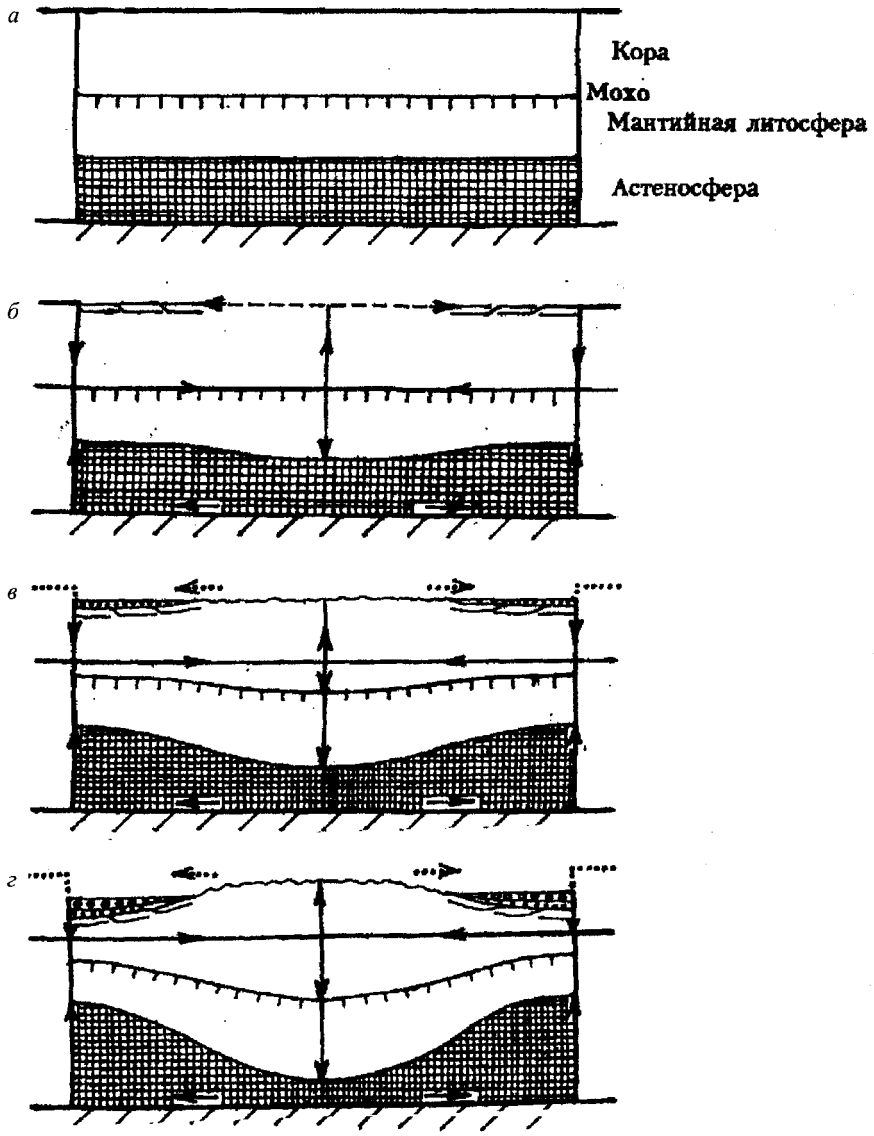


Рис. 11.27. Схема эволюции двухъярусной конвекции в геосфере астеносфера + литосфера Большого Кавказа. *а* — начальная картина. *б* — 1-й, допозднемиоценовый (предорогенный, «квазиплатформенный») этап; растяжение («спрединг») в зоне поднятия компенсируется формированием шарьяжей и олистостром в зонах опускания, так что земная поверхность остается плоской. *в* — 2-й, допозднеплиоценовый (раннеорогенный) этап; поднятие почти полностью компенсировано денудацией, а последняя, в свою очередь, компенсирована седиментацией в смежных прогибах, так что земная поверхность остается почти плоской (низкогорный рельеф). *г* — 3-й, позднеплиоцен-четвертичный (позднеорогенный) этап; поднятие опережает денудацию, так что возникает высокогорный рельеф. От 1-го к 3-му этапу подошва верхнего этажа конвекции поднимается от уровня Мохо до границы нижней и верхней коры. Стрелки обозначают направление тектонического потока на границах ячеек

(орогенные пояса) и дивергентным («талассоорогенные» пояса), — имеют в своем строении много общего и поэтому могут быть результатом *единого* процесса двухъярусной конвекции в геосфере астеносфера + литосфера. Как уже упоминалось, эта конвекция обусловлена инверсией плотности в этой геосфере: плотность астеносферы примерно на 0,1 г/см^3 меньше плотности вышележащей мантийной литосферы. Эта инверсия плотности существует во всех областях Земли, где имеется астеносфера, но возникновению столь же повсеместной конвекции препятствует высокая вязкость мантийной литосферы. Исключением являются зоны повышенного теплового потока: спрединга, субдукции и коллизии. В этих зонах резко снижается вязкость мантийной литосферы, и двухъярусная конвекция становится возможной. Как мы уже говорили, конвекция может происходить в двух формах — линейной или купольной в зависимости от значения критерия Рэлея. Этот известный в конвективной гидродинамике феномен был подтвержден экспериментами в лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ. В одинаковых слоистых образцах посредством подогрева снизу при разности температур в их подошве и кровле около 5° возбуждалась конвекция в форме чередующихся линейных в плане поднятий и впадин, а при разности температур около 20° возникали купола. Этим обстоятельством можно объяснить тот факт, что в орогенных поясах наряду с линейными в плане поднятиями кровли мантии («антикорнями»), над которыми возникают межгорные линейные впадины, присутствуют куполообразные мантийные диапиры, над которыми формируются впадины внутренних морей, о чем говорилось выше. Мантийные диапиры внизу с впадинами окраинных морей наверху характерны также для активных континентальных окраин, где геосфера астеносфера + литосфера является еще более «возбужденной» вследствие высокого теплового потока.

11.5.3. Интерференция геодинамических систем 2-го и 3-го рангов (ГС-2 и ГС-3)

Таким образом, субдукция, коллизия и спрединг (ГС-2) не являются *непосредственной* причиной формирования изометричных и линейных поднятий и впадин в орогенных и «талассоорогенных» поясах, но они «катализируют» и синхронизируют процесс двухъярусной конвекции (ГС-3) в субглобальном масштабе, а также определяют продольную (при коллизии) или поперечную (при спрединге) ориентировку линейных поднятий и впадин. В зонах «косого» спрединга (см. рис. 9.5 и 11.22) имеет место интерференция трех ГС: ГС-1 (транстенсивное, с компонентой сдвига, раздвижение континентов), ГС-2 (собственно спрединг и формирование срединно-океанского хребта — «талассоорогена») и ГС-3 (образование косо ориентированных по отношению к оси срединно-океанского хребта линейных поднятий и впадин; к последним приурочены трансформные разломы).

11.6. РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ СИСТЕМА 4-ГО РАНГА (ГС-4)

Геодинамическая конвективная система 4-го ранга (ГС-4) была фактически рассмотрена в главе 10 как ГС неопределенного ранга (ГС-*i*). Она представляет собой термофлюидную конвекцию в геосинклинальном осадочном чехле, описанную в главах 2 и 4. Складчатость в таком чехле может рассматриваться как следствие этой конвекции, ограниченной небольшими углами поворота в центрах соответствующих конвективных ячеек (см. рис. 4.16 и 4.17). К термофлюидной конвекции приводит цепь последовательных событий: избыточное обводнение толщи еще на этапе ее накопления; проникновение в нее теплового импульса из мантии, вызывающее региональный метаморфизм в ее нижней части; увеличение объема и инверсия плотности в толще. Подробности содержатся в монографии М. А. Гончарова (1988), где изложен комплексный подход к складкообразованию как одному из элементов эндогенного геосинклинального режима с использованием данных структурной геологии, тектонофизики, геотектоники, морской геофизики, нефтяной геологии, гидрогеологии, литологии, петрологии и конвективной гидродинамики. Термофлюидная конвекция, приводящая к складкообразованию, воспроизведена экспериментально (см. рис. 2.12 и соответствующий текст).

Основные структуры, возникающие в ГС-4, — это антиклинории и синклинории. Как говорилось в главе 10, осложняющая их складчатость возникает в системе более высокого (более мелкого) ранга. Однако складки тоже могут быть ранжированы: крупные складки можно отнести к ГС-5, осложняющие их мелкие складки — к ГС-6 и т. д. Соответствующая классификация еще не разработана. Здесь мы упомянем только проявления **интерференции** этих ГС, частично отмеченные в главе 10: более тесно сжатую складчатость в антиклинориях по сравнению с синклинориями (Шолпо и др., 1993), тенденцию складчатости к гребневидности (сжатости антиклиналей при открытости синклиналей), более интенсивный кливаж в антиклиналях по сравнению с синклиналями.

Имеет место также **интерференция ГС-3 и ГС-4**. Так, Ф. Л. Яковлев (1987) с применением специально разработанной им методики показал, что на Большом Кавказе общая деформация слоистой толщи складывается из двух компонент — общего горизонтального сжатия (ГС-3 в нашей классификации) и конвективной (ГС-4). ГС-3 ответственна за формирование мегантиклинориев и передовых и межгорных прогибов (см. рис. 10.3 и 10.4), а ГС-4 — за образование антиклинориев и синклинориев.

11.7. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ ПАРАГЕНЕЗ КОНВЕКЦИИ И АДВЕКЦИИ В ГЕОСФЕРАХ РАЗНОГО РАНГА

Перед тем как приступить к изложению материала данного параграфа, следует сказать несколько слов о различной «судьбе» научных понятий

и обозначающих их терминов. Термин — это слово (или словосочетание), кратко *обозначающее* (но отнюдь не *определяющее*) научное понятие. Научные понятия определяются и эволюционируют по законам научной логики. Термины же укореняются или эволюционируют по законам лингвистики.

В качестве примера обычно приводится один из самых популярных геологических терминов — «мощность» (слоя, пачки, толщи и т. п.). Вероятно, этот термин появился в практике добычи угля для обозначения толщины угленосного пласта. В англоязычной литературе ему соответствует слово *«thickness»*, как раз и переводящееся как «толщина». В настоящее время бытует выражение «Земля — тепловая машина». Выше нам пришлось употребить термин «более мощный» в его прямом — «энергетическом» — смысле для характеристики Тихоокеанского суперплюма по сравнению с Африканским суперплюмом; см. также список обозначений физических величин и некоторых символов (приложения 1, 2) и формулу (2.3.3) с пояснениями к ней. При этом возникла необходимость специально оговорить значение термина «мощность», который в других местах был употреблен в его обычном геологическом значении. Вряд ли русскоязычные геологи откажутся от привычного термина и заменят его на «толщину». В этом проявляется *консерватизм* терминологии.

Другой пример. В. В. Белоусов до конца своих дней не принимал концепцию тектоники литосферных плит. Однако в самом начале ее появления в русскоязычной литературе он упорно переводил ее с английского как «тектонику *пластин*», имея в виду главное значение английского слова *«plate»*, а также то обстоятельство, что термин «плита» давно употребляется для обозначения отрицательных структурных форм на платформах, где положительными формами являются «щиты». Однако это благое устремление в защиту корректности терминологии оказалось «гласом вопиющего в пустыне», так что впоследствии сам В. В. Белоусов был вынужден принять общепринятый термин «тектоника *плит*».

11.7.1. Различная «судьба» терминов «конвекция» и «адвекция»

Эти термины в переводе с латинского означают одно и то же — «доставка». Однако термину «конвекция» «повезло» гораздо больше: он понимается большинством авторов как перенос массы, а вместе с ней и тепла в результате перемещения вещества сплошной среды. В горизонтальном слое такое перемещение организуется в виде четырех *компенсирующих* друг друга потоков — восходящего, нисходящего и двух горизонтальных противоположного направления, о чем мы говорили выше (см. рис. 4.11–4.13).

А вот термину «адвекция» «не повезло». В метеорологии под ним понимают горизонтальный поток воздуха (ветер). В геодинамике этот термин впервые использовал В. В. Белоусов (1969), обозначив им *ограниченную конвекцию* —

«всплывание» вещества более легкого слоя и погружение более тяжелого, при котором происходят существенные не только вертикальные, но и горизонтальные перемещения, порождающие складчатость и шарьяжи. В частности, ограниченной является и термофлюидная конвекция, кратко охарактеризованная выше, поскольку именно флюиды способствуют значительному тепловому расширению осадочной толщи. Однако порождаемая термофлюидной конвекцией складчатость сопровождается сначала развитием кливажа, а затем трещин и разрывов, которые существенно увеличивают проницаемость осадочной толщи. В результате она испытывает «осушение», инверсия плотности ликвидируется, а вместе с ней и процесс термофлюидной конвекции. Этот процесс может остановиться на одном из этапов, показанных на рис. 2.12 и 4.16. Если бы не существовало такого «тормозящего» механизма и конвекция совершала бы множество оборотов (как в кипящей кастрюле), то нам пришлось бы иметь дело с чрезвычайно сложной и запутанной структурой земной коры.

Однако кредо В. В. Белоусова — «примат» вертикальных движений в тектогенезе — и частое употребление им и некоторыми его последователями термина «глубинный диапиризм» как синонима термина «адвекция» привели к тому, что ныне этот термин применяется в совершенно другом значении, а именно для обозначения только *вертикального* подъема («всплывания») более легких масс (плюмов, астенолитов и т. п.). В таком понимании термина «адвекция» ныне сошлись как некоторые «фиксисты», так и «мобилисты», в том числе и за рубежом. Это еще один пример того, что термины «живут», а их смысл эволюционирует не по законам научной логики, а по законам лингвистики («массового употребления»).

11.7.2. Отличие конвекции от адвекции

Отмеченная выше особенность конвекции — *компенсация* восходящего и нисходящего потоков двумя горизонтальными потоками противоположного направления — определяет геологическое пространство этого процесса как некую «конвектирующую» геосферу, состоящую из *«геодинамических тел»* — конвективных ячеек, с противоположным направлением вращения вещества в смежных ячейках (по принципу смежных шестерен). Сам процесс, функционирующий в некоторой геосфере, был выше обозначен как *конвективная геодинамическая система* (ГС). С учетом иерархии геосфер, выше были выделены ГС разного ранга.

Таким образом, процесс конвекции охватывает *все пространство* определенной геосферы. В крайнем случае в центре конвективной ячейки может отсутствовать заметное вращение вещества, но и при этом конвекция представляет собой компенсационное сочетание четырех вышеназванных потоков на окраинах ячейки. В отличие от конвекции адвекция (в современном понимании большинства авторов) — это вертикальный подъем *ограниченного* объема

более легкого вещества. В процессе «всплывания» этот объем немного раздвигает в стороны окружающую среду, а по достижении некоторого горизонтального уровня он может растекаться и уплощаться, но во всех случаях происходящие при этом горизонтальные перемещения и деформации ограничены размерами «всплывающего» тела. Вся остальная часть геосферы, в которой происходит этот процесс, остается *инертной*. Возникает естественный вопрос о приуроченности адвекции к элементам конвективных ячеек.

11.7.3. Адвекция в геодинамических системах (ГС) разного ранга

Для **ГС-1**, как говорилось выше, характерны две области восходящего потока — Тихоокеанский и Африканский суперплюмы, оси которых расположены практически антиподально (см. рис. 11.13). К этим суперплюмам приурочены области повышения уровня земного геоида. А для субмеридиональной полосы нисходящего потока, проходящей через оба полюса Земли, характерны пониженный уровень геоида и «холодная» мантия. В то же время именно к названным суперплюмам приурочены статистически установленные максимумы плотности горячих точек на поверхности Земли (рис. 11.28). Если считать горячие точки поверхностным проявлением адвекции (горячих плюмов), то можно сделать следующий вывод. *Максимальная интенсивность адвекции имеет место в областях восходящего конвективного потока, а минимальная — в областях нисходящего потока.* Таким образом, адвекция функционирует *независимо* от конвекции, но интенсивность адвекции определяется тем, в какой части конвективной ячейки она происходит.

Этот вывод находит *экспериментальное* подтверждение. Как говорилось выше, в лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ было произведено физическое моделирование процесса конвекции (см., например, рис. 11.24). Основные результаты были описаны выше. Однако среди них были и такие, которые в свое время остались без внимания. Эксперименты состояли в подогревании снизу тонкослоистых образцов, состоящих из сплава канифоли с машинным маслом, в которых при разработанной нами технологии содержались микроскопические пузырьки воздуха. При подогревании модельных образцов снизу в них возникала конвекция. Параллельно с конвекцией пузырьки воздуха расширялись и «всплывали» вверх во всех частях образца, имитируя адвекцию в обозначенном выше смысле. Наиболее интенсивно (по количеству пузырьков на единицу поверхности образца) этот процесс происходил как раз в областях восходящего конвективного потока. *Главным фактором* оказалась не температура (повышенная в этих областях весьма незначительно), а обстановка *горизонтального сжатия внизу и компенсационного растяжения наверху.* В областях же нисходящего потока обстановка для адвекции менее благоприятна — там господствует растяжение внизу и сжатие наверху, препятствующее «всплыванию» пузырьков.

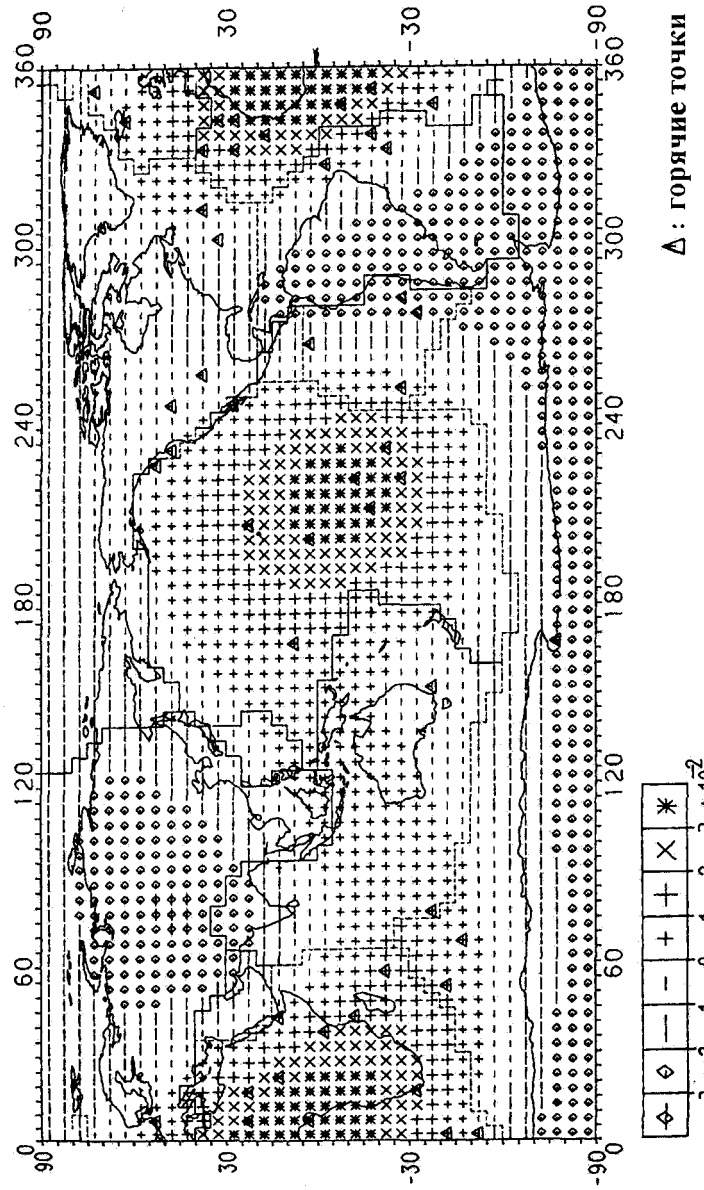


Рис. 11.28. Плотность горячих точек на поверхности Земли в условных единицах (по Е. Зайдлеру, В. Р. Якоби и Х. Кавсаку, 1999). К Тихоокеанскому и Африканскому суперплюмам приурочены статистически установленные максимумы плотности горячих точек, помеченные звездочками

Недавно было проведено специальное физическое моделирование, подтвердившее возможность совместной генерации суперплюмов и горячих точек (Davaille, 1999).

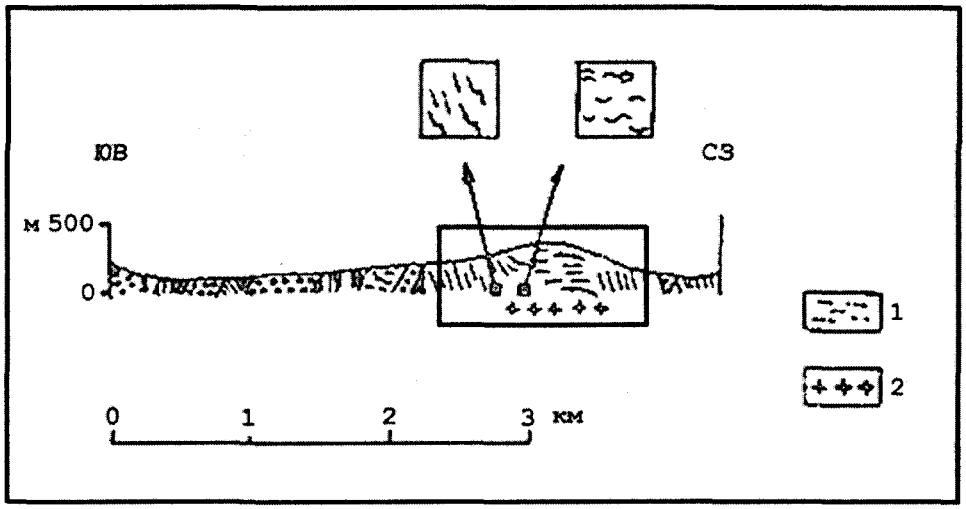
Возвращаясь к конвекции и адвекции в природе, обратимся теперь к **ГС-0**. Вынужденная ротационными силами, конвекция образует здесь восходящий поток под Южным полюсом и нисходящий — под Северным (см. рис. 11.2). Адвекция магмы, порождающая вулканизм, характерна именно для Антарктиды (вулканы Эребус и Террор) и не характерна для Арктики.

Областями восходящего потока в **ГС-2** являются зоны спрединга, а нисходящий поток приурочен к зонам субдукции и коллизии. Однако во всех этих зонах, как было показано выше, происходит интерференция ГС-2 и ГС-3, что приводит к довольно сложной картине восходящих и нисходящих потоков и, соответственно, к непростому геодинамическому парагенезу конвекции и адвекции. В рамках данного пособия мы этого касаться не будем.

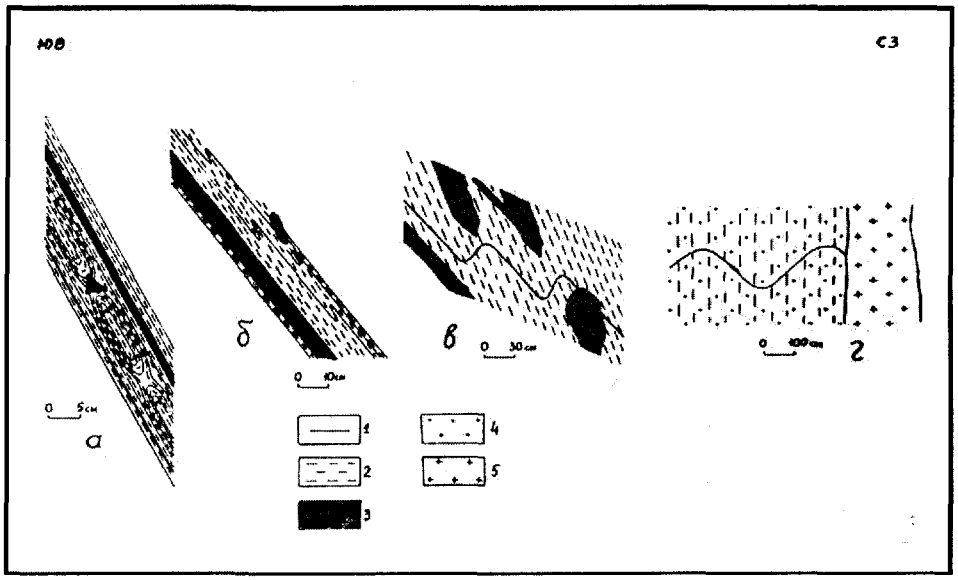
Более определенно можно говорить о **ГС-3** в зонах *коллизии*. Для этих зон характерны системы линейных продольных поднятий с корнями и впадин с антикорнями. Как известно, именно к поднятиям обычно приурочены коллизионные гранитоидные интрузии, которые можно рассматривать как проявление адвекции в ГС данного ранга. Мигматизация и выплавление гранитоидов происходят гораздо более интенсивно в обстановке горизонтального сжатия и формирования складчатости, чем при растяжении слоев и их разлинзовании (рис. 11.29). В экспериментах эквивалентный материал частично расплавляется и перекристаллизуется в более крупнозернистый агрегат также в обстановке горизонтального сжатия и складкообразования (рис. 11.30). Миграция же гранитоидного расплава кверху облегчается тем, что в областях восходящего конвективного потока, каковыми являются области поднятий, зона горизонтального сжатия внизу сменяется зоной растяжения наверху (см. рис. 4.12–4.14).

В одном из экспериментов в самом низу тонкослоистого образца располагался слой резко пониженной вязкости. В процессе конвекции, обусловленной подогревом снизу, в основной части образца возникли «мегантиклинорий» и два смежных прогиба (рис. 11.31*а*). А в нижнем слое произошло перераспределение вещества со скучиванием его в отдельных местах и его адвективным прорывом кверху (имитация гранитоидных интрузий). Все «интрузии» были сосредоточены в зоне «мегантиклинория» и приурочены к отдельным «антиклинориям» (рис. 11.31*б*).

Таким образом, конвекция и адвекция в геосферах Земли функционируют относительно *независимо* друг от друга, но *наибольшая интенсивность* адвекции имеет место в областях восходящего конвективного потока в обстановке *горизонтального сжатия внизу* и компенсационного *горизонтального растяжения наверху*.



а



б

Рис. 11.29. Изменение интенсивности мигматизации при переходе от участка растяжения слоев к складчатому участку. *а* — геологической разрез метаморфической ольхонской серии вдоль озера Байкал к югу от бухты Оргойта. В рамке показан фрагмент разреза, охарактеризованный в *б*. 1 — участок крутого моноклинального залегания слоев с мелкими резко асимметричными складками и незначительной мигматизацией; 2 — участок с субгоризонтальным зеркалом более крупной складчатости и интенсивной мигматизацией. *б* — увеличение интенсивности мигматизации в связи с изменением морфологии мелкой складчатости при переходе от крутопадающего (а) к субгоризонтальному (г) зеркалу складчатости. 1 — полосчатость гнейсов; 2 — сланцеватость гнейсов; 3 — жильный материал мигматитов (неосома); 4 — псевдоочковые мигматиты; 5 — граниты

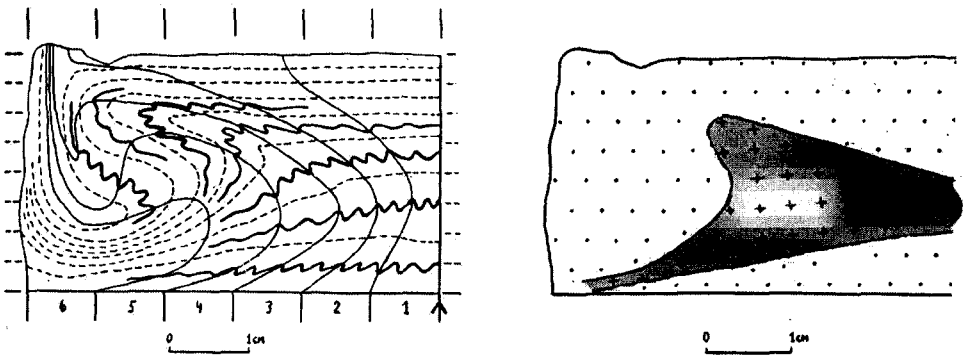


Рис. 11.30. Частичное расплавление и перекристаллизация сплава канифоли с машинным маслом в более крупнозернистый агрегат (показано справа крестиками) на участках горизонтального сжатия и складкообразования (показано слева) при подогреве тонкослоистого образца снизу и возбуждении в нем конвекции. Горизонтальные метки на вертикальных сторонах образца показывают первоначальное горизонтальное положение слоев. Вертикальные метки на горизонтальных сторонах образца обозначают первоначальное вертикальное положение прямых линий, испытавших искривление в процессе конвекции (по М. А. Гончарову и Ю. М. Горелову)

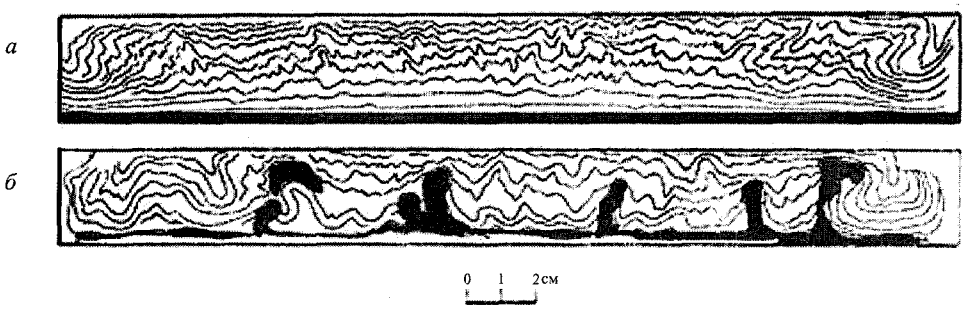


Рис. 11.31. Воспроизведение «мегантиклинория» и двух смежных прогибов (*а*) с внедрением на позднескладчатом этапе «гранитоидных интрузий» (*б*) (по М. А. Гончарову и Ю. М. Горелову). Модельный тонкослоистый образец состоял из сплава канифоли с машинным маслом. В самом низу образца располагался слой парафина резко пониженной вязкости. В процессе конвекции, обусловленной подогревом снизу, в основной части образца возникли «мегантиклинорий» и два смежных прогиба. В нижнем слое произошло перераспределение вещества со скучиванием его в отдельных местах и его адвективным прорывом кверху (имитация гранитоидных интрузий). Все «интрузии» сосредоточены в зоне «мегантиклинория» и приурочены к отдельным «антиклинориям»

11.8. ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ КОНЦЕПЦИИ ГЕОДИНАМИКИ ИЕРАРХИЧЕСКИ СОПОДЧИНЕННЫХ ГЕОСФЕР

Состоятельность любой геотектонической концепции определяется перспективами ее дальнейшего развития как в теоретическом, так и в практическом (прикладном) аспектах. Рассмотрим под этим углом зрения изложенную выше концепцию геодинамики иерархически соподчиненных геосфер.

11.8.1. Внеранговая «геодинамическая константа»: отношение мощности геодинамических систем к длительности геодинамических циклов разного ранга

Недавно В. Е. Хаин установил «определенное соответствие» между выявленной автором данной главы «иерархией геодинамических систем и иерархией временных событий, описываемых циклами Вилсона, Бертрана и Штилле» (Хаин, 2000, с. 13). Описание геодинамических систем разного ранга было дано выше, а их краткая характеристика и соотношение с геодинамическими циклами разного ранга приводилось в таблице 11.1 в разделе, предшествовавшем описанию геодинамических систем.

Встает вопрос о *количественной* связи параметров геодинамических систем и геодинамических циклов. Главными параметрами являются мощность (h) геосферы, в которой функционирует конвективная геодинамическая система, и длительность (t) геодинамического цикла. Отношение этих параметров (h/t) как раз и характеризует названную количественную связь. Как видно из таблицы 11.1, отношение h/t для ГС-1, ГС-2, ГС-3б и соответствующих им геодинамических циклов Вилсона, Бертрана и Штилле находится в весьма узких пределах *независимо от ранга геодинамических систем и геодинамических циклов*: 0,3–0,8 см/год. Наибольший разброс значений приходится на ГС-3б из-за неопределенности глубины подошвы астеносферы: от 100 км (граница «*N*» Н. И. Павленковой) до 220 км (граница «*L*» И. Леманн).

Эту «трехранговую» иерархию можно нарастить как вверх, так и вниз (ГС-0 и ГС-4, см. табл. 11.1). Поскольку ГС-0 обусловлена ротационными силами, то в качестве геосферы, в которой она функционирует, можно рассматривать всю Землю. При этом h = 6370 км (радиус Земли), а t можно принять равным 850 + 850 = 1700 Ма (млн лет). Первое слагаемое соответствует отрезку времени между формированием суперконтинента Родиния и образованием вегенеровской Пангеи (или, что примерно то же, между моментами распада этих суперконтинентов); в этот период центр суперконтинента испытал северный дрейф из околоюжнополярного в приэкваториальное положение. После распада Пангеи северный дрейф континентов продолжился с тенденцией формирования новой Пангеи в околосевернополярной области, предположительно через такой же отрезок времени — 850 млн лет. В результате имеем h/t = 0,37 см/год.

Для ГС-4 в качестве геосферы, в которой она функционирует, можно принять осадочный чехол, испытывающий складкообразование в зонах коллизии. Оценка h для чехла составляет 5–15 км, а оценка длительности фаз складчатости — 1–3 Ма. В итоге получаем $h/t \sim 0{,}5$ см/год.

Таким образом, для всех пяти рассмотренных рангов геодинамических систем и геодинамических циклов усредненное отношение h/t находится в весьма узких пределах и составляет $(0{,}37 + 0{,}45 + 0{,}355 + 0{,}53 + 0{,}5)/5 \approx \approx (0{,}45 \pm 0{,}1)$ см/год. Это отношение имеет размерность скорости. Поэтому

его *формальный* физический смысл — это *усредненная по времени* скорость подъема элементарного объема геосферы от подошвы к кровле этой геосферы с мощностью h в течение геодинамического цикла с длительностью t. Эту скорость можно считать характерным значением скорости восходящего потока конвекции в любой из перечисленных геосфер.

Этот результат кажется неожиданным. Можно было предполагать, что в геосферах разной мощности (от 6370 до 10 км) характерная скорость конвекции, зависящая от числа Рэлея, в которое в качестве сомножителя входит h^3, должна существенно различаться. Однако все эти геодинамические системы тесно взаимосвязаны наподобие шестерен разного размера в часах и других механизмах; *линейная* скорость таких *сцепленных* шестерен одинакова при резко различной *угловой* скорости их вращения.

В качестве примера такой «сцепленности» приведем взаимосвязь ГС-1 и ГС-2 (см. табл. 11.1). При расхождении континентов в ГС-1 вместе с их «корнями», доходящими почти до подошвы верхней мантии, в последней образуется постепенно расширяющаяся «щель», где и возникает конвективная ГС-2 со спредингом в ее верхней части. Соотношение характерных горизонтальной и вертикальной скоростей тектонического течения в конвективной ячейке прямо пропорционально отношению ширины ячейки к ее глубине (см. рис. 10.11а). Характерная вертикальная скорость у всех геодинамических систем примерно одинакова и составляет 0,45 см/год (см. выше). А вот характерная горизонтальная скорость у ГС-1 и ГС-2 должна различаться. Горизонтальный размер ячейки ГС-1 составляет около 10 000 км (четверть длины большого круга на поверхности Земли с учетом антиподальности двух центров восходящего потока — Африканского и Тихоокеанского суперплюмов, см. рис. 11.13) при ее вертикальном размере около 2900 км. Поэтому характерная горизонтальная скорость (скорость дрейфа континентов) в ГС-1 равна $(0{,}45 \times 10\,000)/2900 \approx 1{,}55$ см/год. Горизонтальный же размер ячейки ГС-2 равен расстоянию от центра спрединга до края континента. Если принять за такое среднее расстояние цифру 3000 км, то при вертикальном размере ячейки ≈ 665 км мы получим оценку горизонтальной скорости в ГС-2 (половины скорости спрединга) равной $(0{,}45 \times 3000)/665 \approx 2{,}03$ см/год. Таким образом, скорость дрейфа континентов и половина скорости спрединга различаются не очень сильно. Однако половина скорости спрединга несколько превышает скорость дрейфа континентов. В результате происходит «боковая релаксация спрединга» (термин Ю. М. Пущаровского), когда избыток океанской коры *компенсируется* скучиванием в виде шарьяжных пластин на склонах срединно-океанских хребтов, формированием периокеанических впадин и другими деформациями, о чем говорилось выше. В то же время на начальном этапе спрединга (Красноморская зона, хребет Гаккеля в Арктическом океане и др.) горизонтальный размер ячейки ГС-2 невелик, поэтому половина скорости спрединга не превышает 1 см/год.

Таким образом, отношение мощности (как в геологическом, так и в энергетическом смысле этого термина) геодинамических систем к длительности геодинамических циклов разного ранга является величиной с весьма узким диапазоном значений — 0,45 ± 0,1 см/год, — и поэтому может быть квалифицировано как *внеранговая «геодинамическая константа»*. Ее физическая и геологическая реальность контролируются тем, что на ее основе получены реальные (с точностью до порядка) оценки характерной скорости дрейфа континентов и спрединга.

О необходимости выявления различных констант в геодинамике (как это делается в других науках) мы уже говорили выше, предложив в качестве примера «константу складчатости» (см. рис. 3.24 и соответствующий текст). Последняя представляет собой безразмерное отношение ($\sigma t/\eta \sim 1$) произведения величины складкообразующих напряжений на длительность их действия («импульс напряжения» по аналогии с импульсом силы в физике) к вязкости слоистой толщи, численно равное 1 с точностью до половины порядка. Посредством «константы складчатости» удалось показать, что величина складкообразующих напряжений весьма мала и определяется параметрами термофлюидной валиковой конвекции в осадочном чехле (ГС-4). С помощью же «геодинамической константы» можно оценить длительность геодинамических циклов для ГС-3а и ГС-3в (см. таблицу 11.1, вопросительные знаки). В первом случае это будет 350 км/0,45 см/год ≈ 80 млн лет, а во втором — 75 км/0,45 см/год ≈ 15 млн лет. Что отражают эти цифры в реальной геологической истории — пока неясно.

11.8.2. Положение континентов в иерархии геодинамических систем

Как уже говорилось выше, континенты в ГС-0 и ГС-1 испытывают дрейф. В концепции тектоники литосферных плит они предполагаются как бы «вмороженными» в эти плиты и дрейфуют вместе с ними. В концепции «тектоники плавающих континентов» (Трубицын, Рыков, 2000) они дрейфуют относительно самостоятельно. Однако в обоих случаях предполагается их «жесткость» в том смысле, что их конфигурация не меняется с течением геологического времени, что и позволяет производить палеотектонические реконструкции. Это предположение основано на незначительности так называемых «внутриплитных», а по существу «внутриконтинентальных» деформаций приповерхностных геосфер континентов по сравнению с масштабами дрейфа континентов и деформаций на их активных окраинах. Другими словами, их можно рассматривать в первом приближении в качестве недеформируемых *доменов* в ячейках ГС-0 и ГС-1 наподобие зерен пирита в «неконвективных» ячейках весьма высокого (мелкомасштабного) ранга; о ничтожном вкладе таких зерен в общую деформацию породы говорилось выше.

Однако это не означает, что *внутри* континентов нельзя выделить геодинамические системы более высокого (более мелкого) ранга по сравнению с ГС-0

и ГС-1. Основанием для такого выделения является регистрация на континентах как вертикальных, так и горизонтальных тектонических движений, которые в силу компенсационной организации тектонического течения неизбежно должны быть взаимосвязаны в ячейки конвективного типа. Однако выделение на континентах ГС-2, ГС-3 и ГС-4 — это дело будущего.

11.8.3. Концепция нелинейности применительно к иерархической геодинамике

В конце XX в. в значительной степени благодаря инициативе и публикациям Ю. М. Пущаровского начался бурный рост нового направления в геодинамике — *нелинейной геодинамики* (Пущаровский, Соколов, 2001). Поскольку конвекция является типичным нелинейным процессом, а описанная выше геодинамика иерархически соподчиненных геосфер (ниже — сокращенно «иерархическая геодинамика») включает в себя *конвективные* геодинамические системы разного ранга, то логично заключить, что иерархическая геодинамика существенно *нелинейна*. Наметим основные особенности этой нелинейности.

Прежде всего, поскольку тектонофизика — это *геологическая* дисциплина, включающая элементы *физики* и *математики*, необходимо напомнить, что каждая из трех перечисленных отраслей науки имеет свое «понятие» о *линейности* и *нелинейности*.

В **геологии** эти термины употребляются в их прямом «геометрическом» значении. Приведем в качестве примера *линейную* складчатость, которая отличается от брахиморфной складчатости, а также минеральную *линейность* в метаморфических толщах и *линеаменты* на земной поверхности. Эти термины не имеют никакого отношения к концепции нелинейных процессов.

В **математике** это прямые и кривые (в обоих случаях *линии*), *линейная* и *нелинейная* зависимость функции от аргумента (в первом случае подразумевающая *прямолинейность* в системе координат), а также *линейные* и *нелинейные* уравнения. Напомним, что в основе конвективной гидродинамики лежат три уравнения — уравнение движения Навье — Стокса, уравнение переноса тепла и уравнение непрерывности. Начиная с Дж. У. Рэлея до 60-х гг. XX в., в этих дифференциальных уравнениях с частными производными учитывались только *линейные* члены, а *нелинейные* члены игнорировались не только по причине их малости, но главным образом из-за значительных вычислительных трудностей. В результате можно было предсказывать *размеры* конвективных ячеек в зависимости от мощности конвектирующего слоя, но не их *форму* в плане.

Вступление в «компьютерную эру» позволило преодолеть вычислительные затруднения при учете нелинейных членов названных уравнений. В результате оказалось возможным предсказывать также и форму конвективных ячеек. Как мы уже видели, при значениях числа Рэлея в диапазоне 10^3–10^4

конвекция протекает в форме линейных в плане конвективных валов, а при превышении значения 10^4 — в форме куполов. Эта новая теория «конвективной устойчивости жидкости в *нелинейной* постановке» получила полное экспериментальное подтверждение.

Однако как простые, так и более сложные математические «нелинейности» также не являются основанием говорить о нелинейности рассматриваемого процесса. Так, простой «нелинейный» процесс — обращение Земли вокруг Солнца по эллиптической (нелинейной) орбите — с точки зрения **физики** является *линейным* в смысле своей *предсказуемости*: мы можем с большой степенью точности не только *указать* положение Земли в Солнечной системе, которое она занимала вчера, но и *предсказать* ее координаты на завтра. Более сложный «нелинейный» процесс — переход конвекции от линейной к купольной форме протекания — также вполне *предсказуем* после преодоления указанных выше вычислительных трудностей и нахождения второго критического значения критерия Рэлея — 10^4. В сущности говоря, эта ситуация принципиально ничем не отличается от изобретения термометра (гораздо более простого прибора по сравнению с компьютером), давшего возможность точно предсказывать состояние, при котором вода превращается в пар (при достижении температуры 100° С).

Таким образом, *линейный* (*детерминированный*) процесс — это процесс, результат которого *предсказуем* с заданной степенью точности, несмотря на воздействие отклоняющих факторов. Например, можно предсказать с малой степенью вероятности попадание из пистолета пулей точно в «десятку», с большей степенью вероятности — попадание в более широкий круг мишени, с еще большей степенью вероятности — попадание в еще более широкий круг и т. д. по известному из теории вероятностей закону распределения вероятностей Гаусса. Здесь сумма отклоняющих факторов (ветер, дрожание руки стрелка и т. п.) или, как принято говорить, «малых параметров» существенно не влияет на результат процесса.

Нелинейный же процесс характеризуется *непредсказуемостью* при влиянии малого параметра. Вспомним переход упругой деформации в пластическую (см. рис. 1.21). При напряжениях ниже предела упругости тело ведет себя в соответствии с законом Гука: немного повысив напряжение, мы можем достаточно точно предсказать величину приращения деформации, равно как и ее убывание при небольшом понижении напряжения. А вот при достижении напряжениями предела упругости небольшое повышение напряжения может вызвать значительную и притом необратимую (пластическую) деформацию. При этом, как мы уже видели, имеет место неустойчивость пластической деформации — постепенный переход от однородной деформации (например, равномерного удлинения слоя и компенсационного уменьшения его мощности) к деформации неоднородной (в случае слоя — к его разлинзованию, см. рис. 2.2). При этом мы можем предсказать только сам *факт* разлинзования

слоя и *усредненную* длину отдельных линз, но не расположение этих линз в пределах слоя и форму каждой из них.

То же самое можно сказать и о более сложном процессе конвекции. Так, по числу Рэлея, превосходящему второе критическое значение 10^4, можно предсказать, что конвекция будет иметь купольную форму с восходящим потоком в центре гексагональных ячеек и нисходящим потоком по их периметру, а по известной мощности конвектирующего слоя также и средний диаметр этих ячеек. Однако невозможно предсказать, в какой части одной из ячеек окажется интересующая нас точка слоя и какую конкретную форму будет иметь эта ячейка. На рис. 2.11*а* видно, что полученные в эксперименте гексагональные ячейки имеют разные размеры и конфигурацию. Это происходит потому, что при переходе системы через названное второе критическое значение числа Рэлея или, как говорят в таких случаях, через *точку бифуркации* конвекция в слое перестраивается из валиковой в гексагональную. При этом возникает много ячеек самого разного размера, стремящихся к гексагональной форме, при которой обеспечиваются максимальные скорость движения и эффект теплопередачи. Среди ячеек возникают своеобразная «конкуренция» и «борьба за выживание». Поэтому при переходе через названную точку бифуркации конвекция является *нестационарной*. В результате устанавливается не вполне правильный, хотя и гексагональный, рисунок конвекции. И наступает стационарный этап, когда в каждой точке слоя (в координатах Эйлера) скорость движения *проходящей через эту точку* материальной частицы стабилизируется. Процесс становится *предсказуемым* (*линейным*): теперь можно рассчитать, в какой точке слоя окажется та или иная материальная частица через заданный промежуток времени (см. рис. 4.13, 4.16).

Однако если даже в простейшем случае равномерного подогрева горизонтального слоя жидкости снизу картина конвекции в этом слое далека от «идеальной» системы правильных и одинаковых гексагонов (см. рис. 2.11*а*), то трудно ожидать соблюдения в природе «идеальных» схем конвекции в ГС-0 (см. рис. 11.2), ГС-1 (см. рис. 11.13), ГС-2 (см. рис. 9.6*б, в*), ГС-3 (см. рис. 10.1) и ГС-4 (см. рис. 4.13 и 4.16). Особенно если принимать во внимание их *интерференцию*.

Таким образом, «идеальная» схема геодинамики иерархически соподчиненных геосфер, суммированная в таблице 11.1, представляет собой не более чем «рамочный» синтез тех особенностей реальной геодинамики, которые в первом приближении могут считаться *линейными*. Наподобие упомянутой выше «идеальной» схемы купольной конвекции в виде *правильных и одинаковых* гексагонов, которые в реальности (см. рис. 2.11*а*) таковыми не являются.

11.8.4. Иерархическая геодинамика и металлогения

Недавно вышла в свет монография А. Н. Барышева (1999), в которой рассмотрены тектонические и магматогенные структуры, периодически повторяющиеся

в пространстве. Их геодинамика определяется конвективными ячеями, глубинными адвективными поднятиями и диапирами, образующими общую фрактальную (древовидную) структуру (табл. 11.2). Системы первых трех рангов характеризуются пластическими движениями горных пород в твердом (домагматическом) состоянии, а системы 4-го и 5-го рангов соответственно в субсолидусном и расплавленном состоянии, что обусловливает развитие рудно-магматических систем. Автор подробно рассмотрел геологию и закономерности размещения вулканических и плутонических магматогенно-рудных узлов — систем 4-го ранга — и обосновал роль систем 3-го ранга в периодическом размещении наиболее крупных рудно-магматических систем. Он взаимно увязал системы разномасштабных глубинных поднятий и диапиров с металлогеническими таксонами, начиная с планетарной металлогенической провинции и кончая месторождением.

Таблица 11.2

Иерархия геологических структур, связанных с конвективными ячеями, адвективными поднятиями и диапирами в разных геосферах Земли

По А. Н. Барышеву (1999), с изменениями и сокращениями

Ранг	Структурный элемент Земли (его тип)	Природа конвективной (адвективной) ячеи	Диаметр поднятия или диапира, км	Расстояние между центрами смежных поднятий или диапиров, км	Мощность поднимающегося слоя, км
1	2	3	4	5	6
1	Океан (глобальный)	Тепловой конвективный поток в жидком ядре Земли		≤ 11 000 при 4 ячеях	
2	Окраинное море, сводово-глыбовая область на континенте (провинциальный)	Адвекция астеносферы	1000–2000	1000–2000	200–300
3	Глубоководная котловина окраинного моря, поперечный сектор геосинклинали (региональный)	Адвекция верхней части астеносферы	50–150	200–350	30–60

Таблица 11.2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
4	Первичный мантийно-коровый магматический очаг и надочаговая область (очаговый)	Адвекция субсолидусных магм и гипербазитового рестита	10–30	30	2–10
5	Камера магматического очага и связанный с ней шток или экструзив (камерный)	Адвекция разуплотненных выплавок в коровом базитовом очаге	0,5–3,5	1,0–3,5	0,2–1,0
6	Мелкий магматический шток-апофиза (апофизный)	Адвекция флюидонасыщенных магм апикальных частей камер	0,1–0,3	0,3	0,02–0,1

Главная идея иерархии геодинамических и металлогенических систем А. Н. Барышева близка к изложенной выше схеме ГС (см. таблицу 11.1). Его системы 1-го ранга, в общем, соответствуют интерференции (ГС-1) + (ГС-2), система 2-го ранга аналогична ГС-3а, система 3-го ранга соответствует ГС-3б. Системы же более высоких рангов имеют уже «магматическую» специализацию. На примере Урала, Кубы и их сопоставления автор показал с применением критических чисел Рэлея, как взаимодействие ячеистых (изометричных) и соседних валообразных глубинных диапиров приводит к закономерным особенностям тектоники, магматизма, структурно-формационной и металлогенической зональности, развитию разных цепочек магматогенно-рудных узлов. Это соответствует описанному выше сочетанию валиковой и купольной конвекции в Альпийско-Гималайском горно-складчатом поясе в ГС-3.

Таким образом, монография А. Н. Барышева, посвященная иерархической связи геодинамики с металлогенией, обозначает новое важное направление более целенаправленного обоснования стратегии поисков месторождений полезных ископаемых.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.
СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ТЕКТОНОФИЗИКИ

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ТЕКТОНОФИЗИКИ

Таких этапов можно выделить три. **Первый этап** условно назовем «нефизическим» (до середины XX в.). Это был период господства умозрительных построений, без собственно физической основы. Характерным примером является ставший в свое время «притчей во языцех» так называемый «эллипсоид деформации Беккера» с его круговыми сечениями, параллельно которым якобы располагаются трещины скалывания. Сюда же относятся и попытки воспроизвести природные складки с помощью природных же материалов, слагающих эти складки: в экспериментах эти материалы «не желали» изгибаться, а попросту раскалывались, поскольку грубо нарушались условия физического подобия объекта и модели.

Второй этап столь же условно можно обозначить как «сопроматный» (до 70–80-х гг. XX в.). В нашей стране, в первую очередь усилиями М. В. Гзовского, была предпринята попытка заложить «физические основы тектонофизики» (так назывался соответствующий раздел в первом сборнике статей по тектонофизике — «Проблемы тектонофизики», вышедшем в свет в 1960 г.). Однако на деле это свелось к внедрению некоего «ликбеза» из области учения о сопротивлении материалов. Краеугольным камнем «сопромата» является рассмотрение тех напряжений и деформаций, которые возникают в твердых телах под воздействием приложенных к ним внешних сил. Эта триада — внешняя сила → напряжение → деформация — до сих пор господствует в умонастроении большинства геологов, занимающихся тектонофизикой. Пример — представление о так называемых «компрессионных» шарьяжах, в тылу которых действует некая неведомая сила, которая почему-то приложена только к аллохтону и не воздействует на нижележащий автохтон.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ТЕКТОНОФИЗИКИ

В **третий этап** своего развития тектонофизика вступила всего несколько десятилетий назад. В настоящее время ее можно назвать «тектонофизикой сплошной среды» с выделением в последние годы «тектонофизики структурированной среды». В ее основе лежит не «сопромат» или, если подходить с более общих позиций, механика твердого тела, а механика сплошных сред (в первую очередь жидкостей), в частности конвективная гидродинамика. Здесь триада факторов выглядит несколько иначе: внутренняя сила → течение → вязкое напряжение. При этом течение не сводится только к одной деформации, а включает три

компонента: поступательное движение (перемещение), вращение и деформацию элементарных объемов сплошной среды. Термин «тектоническое течение», введенный А. В. Лукьяновым, возвращает нас к его первоначальному смыслу, искаженному в «сопромате», где «течение» и «текучесть» стали просто синонимами пластической деформации (см. выше «предел текучести» в качестве примера). Представление о трех компонентах тектонического течения позволяет строго разграничить понятия «тектоническое движение» и «тектоническая деформация», которые сплошь и рядом воспринимаются как синонимы.

Реологический подход к геологической сплошной среде позволяет в первом приближении, в соответствии с уравнением Максвелла, считать ее ньютоновской жидкостью, поскольку период релаксации горных пород (первые тысячи лет) несоизмеримо меньше длительности тектонических деформаций. (Здесь и далее мы совершенно не затрагиваем вопрос о кратковременных деформациях, в частности землетрясениях, которые относятся к сфере сейсмотектоники.) **Ранговый** подход дает возможность включить в процессы, происходящие с «жидкой» сплошной геологической средой, также и ее разрывные деформации. Все дело в том, что понятия о пластической и разрывной деформации являются *относительными* в зависимости от соотношения размеров рассматриваемых тел и нарушающих их сплошность разрывов, трещин, границ зерен или плоскостей спайности минералов: смещения вдоль всех этих «нарушений» как раз и реализуют пластическую деформацию. Поэтому разрывную деформацию некоторого объема среды можно трактовать как *механизм* пластической деформации *более крупного* объема, *альтернативу* пластической деформации *соразмерного* объема и *координатор* пластической деформации *более мелких* объемов. Имманентное свойство любой деформации — переход от однородности ко все большей неоднородности. Разрывное нарушение в такой постановке можно рассматривать не как реакцию среды на «потерю прочности» (поскольку геологически длительный предел прочности не поддается достоверной оценке), а как предельный случай неоднородности деформации, «энергетический выгодный».

Фундаментальное свойство геологической сплошной среды — это ее *непрерывность* с сохранением не только массы, но также плотности и объема (в так называемом приближении Буссинеска, учитывающем небольшое изменение объема только в «гравитационном» члене уравнения Навье — Стокса). Из этого автоматически следует, что любое тектоническое движение (вертикальное или горизонтальное) должно быть **компенсировано** другими движениями, равно как и обстановка горизонтального сжатия в одном месте — обстановкой горизонтального растяжения в другом. Отсюда кинематическая неизбежность компенсационной организации упомянутого выше тектонического течения в виде ячеек конвективного типа, заполняющих пространство любой геосферы или толщи, охваченной таким течением. Смежные ячейки взаимодействуют наподобие шестерен в часовом механизме. Все это происходит независимо от причины конвекции, которую сейчас рассматривают как

следствие инверсии плотности в геосфере, а завтра найдутся другие причины. В такой постановке — сначала более достоверная кинематика, а затем более гипотетичная динамика («движущие силы») — имеется преимущество перед «инверсионной» постановкой в «сопромате», когда применительно к тектонофизике сначала предполагается менее достоверная «движущая сила», а кинематика рассматривается уже в качестве следствия.

Другая важная особенность тектонического течения — «иерархическое чередование» однородной и неоднородной деформации. Упомянутая конвекция в геосфере или толще представляет собой однородную (точнее, *квази*однородную) *геодинамическую систему*, поскольку состоит из примерно одинаковых *ячеек*. Однако в пределах каждой ячейки деформация резко неоднородна, поскольку ячейка состоит из расположенных в шахматном порядке *доменов* сжатия и растяжения, взаимно компенсирующих друг друга. Если в домене сжатия находится слоистая толща, то она сминается в складки. Эта деформация является однородной постольку, поскольку примерно одинаковы образованные складки. А вот в пределах *одной* складки деформация резко неоднородна (вращение крыльев в разные стороны). В пределах *крыла* деформация *целой пачки* слоев снова однородна. В контрасте с этим находится неоднородная деформация в каждом осадочном *ритме* этой пачки, о чем свидетельствует преломление кливажа при переходе из слоя песчаника в слой сланца. Далее — следующая однородность деформации в *слое* песчаника, неоднородность деформации в объеме, содержащем несколько песчаных зерен, погруженных в более податливый цемент, однородность деформации зерна, содержащего много ионов в кристаллической решетке, и т. д. «Иерархическое чередование» однородных и неоднородных деформаций дает возможность: 1) выделять структурные уровни деформации; 2) количественно оценивать деформацию на ее «однородных» уровнях. Такая оценка дается с помощью индикаторов соответствующего ранга: для складчатой деформации толщи — по степени сжатости складок, для деформации толщи на крыле складки — по углу между крылом и осевой плоскостью, для деформации породы в слое — по включениям, первоначальная форма которых известна.

ПЕРСПЕКТИВЫ ТЕКТОНОФИЗИКИ

Главная проблема тектонофизики XXI в. — это создание *собственной теоретической базы*, которая, не игнорируя и в нужной мере используя законы физики, в то же время была бы основана на свойствах именно *геологической* среды с учетом *весьма длительного* времени протекания процессов в ней. Геологическую сплошную среду характеризуют пять ее *фундаментальных* свойств.

1. **Непрерывность.** Как было сказано выше, это свойство является причиной *компенсационной* организации геодинамических и структурных систем в любом геологическом теле, в частности в любой геосфере (или толще),

охваченной тектоническим течением, с разделением геосферы на ячейки, состоящие из взаимно компенсированных доменов.

2. **Расслоенность** на отдельные геосферы, или толщи, различающиеся по своим деформационным свойствам. Это свойство обусловливает *многоярусную* организацию геодинамических и структурных систем. При этом смежные по вертикали ячейки соседних геосфер (толщ) кинематически взаимосвязаны.

3. **Иерархия** геосфер и толщ. Мантия как часть всей Земли в целом, верхняя мантия как часть мантии, геосфера астеносфера + литосфера как часть верхней мантии, осадочный чехол как часть земной коры, отдельные осадочные толщи как части чехла, отдельные пачки как части толщи, отдельные слои как части пачки, отдельные зерна как части слоя — вот далеко не полный перечень такой иерархии. В качестве следствия имеет место *иерархическая* организация геодинамических и структурных систем, в которой домены более низкого (более крупного) ранга являются одновременно системами более высокого (более мелкого) ранга.

4. **Разрывно-пластическая реакция** на нагружение (т. е. способность как к пластическим, так и разрывным деформациям). Следствием этого свойства является *разрывно-пластическая* организация геодинамических и структурных систем, которая проявляется в «иерархическом чередованиии» более однородной пластической и резко неоднородной разрывной деформации, о чем говорилось выше.

5. **Твердо-жидкий состав**, а именно сосуществование твердой и жидкой (магма, флюиды и т. п.) фаз. Как следствие — *твердо-жидкая* организация геодинамических и структурных систем.

Выявление взаимосвязи перечисленных аспектов организации геодинамических и структурных систем является наиболее перспективным направлением дальнейшего развития тектонофизики.

В настоящее время такая связь только намечается. К примеру, сочетание компенсационной и двухъярусной организации приводит к формированию «корней» под тектоническими поднятиями, выраженными в рельефе, и «антикорней» под впадинами. Присоединение к этим двум аспектам иерархической организации позволяет представить весь спектр структур Земли как результат геодинамики иерархически соподчиненных геосфер (см. табл. 11.1).

Сочетание компенсационной, иерархической и разрывно-пластической организации геодинамических систем объясняет возникновение структурных парагенезов сжатия и растяжения на разных концах крыла сдвигового разрыва или разлома. Их отсутствие на другом крыле является индикатором *неподвижности* этого крыла, что дает ключ к разрешению одного из острых вопросов кинематики разрывных нарушений — определению направления *абсолютного* перемещения крыльев разрыва, в частности надвиго- или поддвигообразования.

Сочетание компенсационной и твердо-жидкой организации геодинамических систем обеспечивает парадоксальный на первый взгляд феномен рас-

творения или расплавления горных пород в домене горизонтального сжатия. Это сжатие провоцирует дилатансию (увеличение объема), снижение давления при неизменной температуре и переход части породы в раствор или расплав. В то же время в обстановке сжатия растворы и расплавы отжимаются в расположенный выше домен горизонтального растяжения, где и происходит кристаллизация раствора или расплава (магмы).

Перечисленные в табл. 11.1 геодинамические и порожденные ими структурные системы, функционирующие в соответствующих геосферах, или толщах, можно отнести к структурным уровням «конвективного» ряда (уровня геосфер). В то же время внутри геосфер, или толщ, существуют уровни «неконвективного» ряда — уровни пачек слоев, слоев, зерен и внутризерновый уровень. В последнее время благодаря привлечению к анализу нового бурно развивающегося раздела механики сплошных сред — механики структурированных сред — удалось выявить последовательность деформаций на перечисленных «не-конвективных» уровнях в обстановке горизонтального сжатия слоистых толщ. Сначала в деформацию вовлекаются внутризерновый и зерновой уровни и формируется кливаж в еще горизонтально залегающих слоях. Затем деформация этого уровня «исчерпывает себя», и начинается деформация на уровне слоев — смятие их в складки. Далее вступает в действие деформация на уровне пачек слоев, и формируются взбросы и надвиги.

Среди **частных задач** тектонофизики можно выделить следующие:

- переход от изучения *объекта* сначала к *процессу*, в результате которого был создан объект (кинематика) и лишь затем — к породившей этот процесс *причине* (динамика);
- максимальная простота *модели* геологической сплошной среды, соответствующая нашим знаниям об этой среде (такой моделью, далеко не исчерпавшей себя, является уже упомянутая вязкая ньютоновская жидкость);
- *оптимальное* сочетание четырех основных методов: 1) специальных полевых наблюдений; 2) компьютерного (численного) моделирования; 3) физического моделирования; 4) теоретического обобщения;
- необходимость при анализе конвекции в геосфере, или толще, учитывать возможность *валиковой* (линейной в плане) конвекции. Этот тип конвекции открыт сравнительно недавно в конвективной гидродинамике и весьма вероятен в тектонофизике, поскольку обычно преобладают *линейные* поднятия и впадины, продольные в зонах коллизии и поперечные в зонах спрединга (см. табл. 11.1). Имеются данные о значительной роли валиковой конвекции в формировании структур на Венере;
- необходимость при анализе возможной конвекции в геосфере, верхней границей которой является земная поверхность, учитывать сосуществование *двух* форм поверхностного горизонтального потока — в *твердом* состоянии (шарьяжи) и в виде сочетания *денудации* на поднятиях с *осадконакоплением* во впадинах;

- постепенный переход посредством «балансирования» геологических разрезов (которое немыслимо без применения компьютера) от описания деформаций в *координатах Лагранжа* (привязанных к конкретному объекту, который мог перемещаться и вращаться) к описанию всего процесса тектонического течения (в котором, как говорилось выше, деформация является лишь одним из трех компонентов) в «неподвижных» *координатах Эйлера*;
- необходимость при реконструкции поля тектонических напряжений не забывать о *виртуальности* такой реконструкции, поскольку об ориентировке напряжений наиболее надежно можно судить лишь по ориентировке осей малой деформации;
- необходимость учитывать зависимость деформационных свойств геологических тел от их *ранга и размера* (минералов, пород, слоистых толщ пород). Например, часто вязкость мантии оценивают по вязкости ее основного породообразующего минерала — оливина. Это примерно то же, что абсурдная оценка вязкости глинисто-песчаной слоистой толщи по вязкости кварца — основного минерала песчаников;
- необходимость уделять особое внимание *сдвиговым* разрывам и трещинам, имеющим «запрещенную» канонами «сопромата» ориентировку — по нормали к оси максимального сжатия (например, поверхности кливажа в складчатых областях) или параллельно оси максимального растяжения (пример — трансформные разломы срединно-океанских хребтов, в том числе ориентированные косо к простиранию этих хребтов, но по нормали к простиранию кулисообразно расположенных рифтовых долин);
- упрощение *физического моделирования* путем выявления случаев *автоматического* выполнения условий физического подобия, разработка новых критериев подобия при моделировании *иерархически* соподчиненных геодинамических систем и структурных парагенезов;
- *унификация* символов, обозначающих физические величины, таким образом, как это принято в физике, по первой букве соответствующего английского слова: l — длина (*length*); t — время (*time*); T — температура (*temperature*), прописная буква, чтобы не путать со временем t; v — скорость (*velocity*), p — давление (*pressure*), строчная буква, чтобы не путать с P — мощностью процесса (*power*), и т. д.;
- полный переход на международную систему единиц (СИ) физических величин. Необходимо «избавиться» от таких единиц, как *кбар*, *пуаз* и т. п., неудобных для пересчетов. Для *безразмерной* величины — деформации — следует использовать «процентную» меру в случае малых деформаций и «кратную» меру для больших деформаций;
- необходимость использовать для вычислений и демонстрации только простые и понятные формулы. Следует избегать сложных формул, которые зачастую не отражают реальный процесс, а лишь демонстрируют математическую эрудицию автора.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

А

Адвекция 384, 445–448, 450, 459
Анизотропия 25, 86, 105, 106, 361

Б

Бороды нарастания 256, 286
Будинаж 112

В

Вергенция складок 29, 174, 177
Время релаксации 80, 99, 427
Вязкость 74, 76, 77, 81, 99, 434, 444

Г

Геодинамика 366, 415, 418, 455
— иерархическая 382, 386, 456, 458
— конвективная 29
— нелинейная 456
Геодинамические
— домены 365–367, 386, 391
— обстановки 365
— системы 367, 384–387
— тела 366, 367
— ячейки 186, 192, 366, 367, 391
Геологический разрез
— реставрированный 341
— сбалансированный 341
Гидроразрыв (магморазрыв) 176

Д

Давление 56, 59, 63, 67, 68, 70
— гидростатическое 103, 104
— литостатическое 101–105, 121, 123
— сверхвысокое тектоническое 68
— сверхвысокое флюидное 104, 176
— флюидное 99, 103, 104
Дефекты кристаллических структур
— линейные 207
— объемные 207
— плоскостные 207
— точечные 207
Деформация 26, 29, 30
— кратная мера 32, 34, 35, 95
— процентная мера 32–35, 95
Диаграммы
— Мора 63
— Флинна 141
Дилатансия 306
Дилатация 26, 105, 306
Дислокации в кристалле
— винтовые 208
— краевые 208
Дислокационные стенки 215

З

Законы (уравнения)
— Гаусса 457
— Гука 71–73, 75, 80, 205, 245, 457
— Максвелла 80, 81
— Ньютона 22, 56, 57, 70, 71, 76, 104
— Паскаля 63, 66
— Пуазейля 77
— Шарля 104

И

Инверсия плотности 122, 124–127, 129

К

Кливаж 34, 43–46, 118, 126, 146, 354
— межзерновой 255
— плойчатости 259
Кливажные зоны 256, 261
Компенсационная организация
— тектонического течения 121, 182
— деформаций 106, 179, 440, 448
Конвективные валы 131, 361, 437, 457
Конвективные ячейки 130-132, 186
Конвекция 384, 385, 445-447, 450

— валиковая 130, 361, 362, 432, 437
— вынужденная 362, 368, 390, 411
— двухъярусная 362, 368, 386, 405
— купольная 130, 132, 432, 457, 458
— одноярусная 387, 406, 440
— свободная 367, 368, 390
— тепловая 129, 188, 361, 390, 423,
— термофлюидная 386, 445, 447
— химическая (вещественная) 129
Константы
— геодинамическая 453, 455
— складчатости 168, 455
Концентраторы напряжений 244
Координаты
— Лагранжа 26–28, 31, 196
— Эйлера 25, 26, 28, 29, 31, 36, 196

М

Металлогения 458, 460
Метаморфизм 68, 102, 125, 126, 133
Механизмы
— передачи тепла 128
— пластической деформации 77, 78
— складкообразования 113
— упругой деформации 71, 78
Механизмы кристаллопластичности
— вакансионный 210
— трансляционный 211
Механика
— сплошной среды 23, 25, 27, 28, 55
— структурированной среды 23
— твердого тела 27, 45, 55, 56
Моделирование (модель)
— компьютерное 29, 202, 341
— физическое 92, 93, 98, 338
Модуль упругости
— сдвига 72, 73, 81
— Юнга 72

Н

Надвиги 176, 327, 333, 337, 421
Наднадвиговая антиклиналь 334
Напряжение
— главное 65, 67, 68, 70, 83, 84
— девиаторное 66–69
— касательное 60–65, 71, 73, 75, 84
— нормальное 60, 62–65, 67, 68
— общее 60, 66–68
— равномерное 65–68, 70, 99, 100

П

Перекристаллизация 77, 78, 267, 450
Поверхности срыва 323, 328
Подобие
— геометрическое 93
— физическое 93–98
Покровы 322, 323, 326
Покровы-пластины 323, 325
Покровы-складки 323
Ползучесть (крип) 79, 99, 263, 310
Правило буравчика 31, 386, 391, 394
Предел
— прочности 72, 73, 83–86, 90, 91
— упругости 27, 73–75, 78, 79, 86
Принадвиговая антиклиналь 335

Р

Разлинзование слоев 108, 109, 112
Разрывообразование
— вязкое 86, 90
— хрупкое 86, 90, 113, 192
Релаксация напряжений 79, 80, 99
Рэлея число 127, 128, 130, 131, 194, 432

С

Складкообразование 92–94, 112, 126
Складчато-покровные области 324
Сланцеватость 91, 176, 193, 257
Стрейн-анализ 140
Стрейн-фации (тектонофации) 167
Стресс-фации 167
Структурные
— домены 365–367
— системы 367, 385, 386, 391
— уровни деформации 378
— ячейки 192, 366, 367

Т

Талассоорогенные пояса 439, 441
Тектонофизика 22, 23, 28, 30, 45, 83
Тени давления 263, 265, 286
Тепловой импульс 104, 125, 126, 130

Тепловой поток 128, 129, 362, 386, 431
Течение 25, 27–29
— тектоническое 25, 29, 53, 55, 119
Трещины
— отрыва 84, 107, 178, 356, 362
— скалывания 84, 85, 113, 173

У

Угол скалывания 84, 173, 178

Ф

Физические величины
— безразмерные 33, 34, 51, 127, 128
— векторные 38, 53, 170
— скалярные 38, 170
— тензорные 38, 170
Флюиды 101, 104, 119, 125, 126, 447

Ц

Циклы геодинамические 386, 387, 453
— Бертрана 386, 453
— Вилсона 386, 453
— Штилле 387, 453

Ш

Шарьяжная пластина 332
Шарьяжная система
— дуплекс 337, 344
— треугольная зона 338
— чешуйчатый веер 337

Э

Эквивалентные материалы 94, 95, 98
Элементарный объем 23, 25, 29, 30, 37
Эллипсоид деформации 38, 141, 142

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ПРЕДИСЛОВИЮ

Белоусов В. В. Структурная геология. 3-е изд. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986.

Белоусов В. В., Гончаров М. А. Автоматическое выполнение условий подобия в простейших случаях тектонического моделирования // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наукова думка, 1991.

Гершуни Г. З., Жуховицкий Е. М. Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости. М.: Наука, 1972.

Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975.

Гинтов О. Б., Исай В. М. Тектонофизическое исследование разломов консолидированной коры. Киев: Наукова думка, 1988.

Гончаров М. А. Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988.

Гончаров М. А. Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы // Геотектоника, 1993. № 4.

Гончаров М. А. На пути к созданию теории геодинамических и структурных систем // Геология. Т. 2. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995.

Гончаров М. А. Различные иерархические взаимоотношения пластической и разрывной деформаций // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология, 1996. № 5.

Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А. Глубинная геодинамика. 2-е изд. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001.

Ландау Л. Д., Лившиц Е. М. Механика сплошных сред. 2-е изд. М.: Гостехиздат, 1954.

Лукьянов А. В. Пластическая деформация и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991.

М. В. Гзовский и развитие тектонофизики. М.: Наука, 2000.

Методы моделирования в структурной геологии / В. В. Белоусов, А. В. Вихерт, М. А. Гончаров и др. М.: Недра, 1988.

Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. 2-е изд. М.: Недра, 1977.

Паталаха Е. И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М.: Недра, 1985.

Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига / С. И. Шерман, К. Ж. Семинский, С. А. Борняков и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1991.

Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения / С. И. Шерман, К. Ж. Семинский, С. А. Борняков и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1992.

Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия / С. И. Шерман, К. Ж. Семинский, С. А. Борняков и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1994.

Структурные парагенезы и их ансамбли. Мат-лы совещания. М.: ГЕОС, 1997.

Тектонофизика сегодня (к юбилею М. В. Гзовского) / Отв. ред. В. Н. Страхов, Ю. Г. Леонов. М.: ОИФЗ РАН, 2002.

Шерман С. И., Днепровский Ю. И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1989.

Эз В. В. Складкообразование в земной коре. М.: Недра, 1985.

Экспериментальная тектоника: (Методы, результаты, перспективы). М.: Наука, 1989.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ГЛАВЕ 1

Белоусов В. В. Структурная геология. 3-е изд. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986.

Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975.

Ландау Л. Д., Лившиц Е. М. Механика сплошных сред. 2-е изд. М.: Гостехиздат, 1954.

Лукьянов А. В. Пластическая деформация и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ГЛАВЕ 2

Белоусов В. В. Структурная геология. 3-е изд. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986.

Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975.

Гончаров М. А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979.

Гончаров М. А. Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988.

Гутерман В. Г. Механизмы тектогенеза: По результатам тектонофизического моделирования. Киев: Наукова думка, 1987.

Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А. Глубинная геодинамика. 2-е изд. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001.

Лукьянов А. В. Пластическая деформация и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991.

Методы моделирования в структурной геологии / В. В. Белоусов, А. В. Вихерт, М. А. Гончаров и др. М.: Недра, 1988.

Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1985.

Экспериментальная тектоника: (Методы, результаты, перспективы). М.: Наука, 1989.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ГЛАВЕ 3

Белоусов В. В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985.

Белоусов В. В. Структурная геология. 3-е изд. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986.

Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975.

Гинтов О. Б., Исай В. М. Тектонофизическое исследование разломов консолидированной коры. Киев: Наукова думка, 1988.

Гончаров М. А. Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988.

Клоос Э. Деформация оолитов в складке Южных гор, Мэриленд // Вопросы структурной геологии. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1958.

Лукьянов А. В. Проблемы изучения тектонического течения горных пород // Тектоника. М.: Наука, 1984.

Николя А. Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992.

Паталаха Е. И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. М.: Недра, 1985.

Родыгин А. И. Методы стрейн-анализа. Томск, 1996.

Рэмзи Дж. Г. Количественная оценка деформаций горных пород: обзор // Тектоника. М.: Наука, 1984.

Шерман С. И., Днепровский Ю. И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1989.

Эз В. В. Складкообразование в земной коре. М.: Недра, 1985.

Яковлев Ф. Л. Исследования процессов и механизмов развития пликативных деформаций в земной коре (обзор существующих методических подходов) // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002.

Davis G. H., Reynolds S. Y. Structural geology of rocks and regions. 2nd edition. N. Y.: John Wiley & Sons, 1996.

Ramsay J. G., Huber M. I. The tecniques of modern structural geology. Vol. 1. Strain analysis. London; New York: Acad. Press, 1983.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ГЛАВЕ 4

Белоусов В. В. Структурная геология. 3-е изд. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986.

Гончаров М. А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979.

Гончаров М. А. Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988.

Ландау Л. Д., Лившиц Е. М. Механика сплошных сред. 2-е изд. М.: Гостехиздат, 1954.

Лукьянов А. В. Пластическая деформация и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991.

Разломообразование в литосфере / С. И. Шерман, К. Ж. Семинский, С. А. Борняков и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отд. В 3-х кн.: Зоны сдвига, 1991. Зоны растяжения, 1992. Зоны сжатия, 1994.

Шолпо В. Н., Рогожин Е. А., Гончаров М. А. Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993.

Яковлев Ф. Л. Диагностика механизмов образования линейной складчатости по количественным критериям ее морфологии (на примере Большого Кавказа). М.: ОИФЗ РАН, 1997.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ГЛАВЕ 5

Панин В. Е., Лихачев В. А., Гриняев Ю. В. и др. Структурные уровни деформации твердых тел. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1985.

Панин В. Е., Гриняев Ю. В., Данилов В. И. и др. Структурные уровни пластической деформации и разрушения. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1990.

Панин В. Е., Егорушкин В. Е., Макаров П. В. и др. Физическая мезомеханика и компьютерное конструирование материалов. Новосибирск: Наука. Сиб. издат. фирма РАН, 1995.

Пуарье Ж.-П. Ползучесть кристаллов. Механизмы деформации металлов, керамики и минералов при высоких температурах. М.: Мир, 1988.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ГЛАВЕ 6

Асатрян Х. О., Соболев Г. А. Образование иерархической структуры разрывов при деформировании высокопластичного материала // Физика горных пород при высоких давлениях. М.: Наука, 1991.

Вернон Р. Х. Метаморфические процессы. Реакции и развитие микроструктуры. М.: Недра, 1980.

Гептнер Т. М. Моделирование тектонических разрывов // Методы моделирования в структурной геологии. М.: Недра, 1988.

Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. I, II. М.: Изд-во АН СССР, 1959.

Лукьянов А. В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991.

Панин В. Е., Егорушкин В. Е., Макаров П. В. и др. Физическая мезомеханика и компьютерное конструирование материалов. Новосибирск: Наука. Сиб. издат. фирма РАН, 1995.

Пономарев В. С. Структуры самопроизвольного разрушения в горных породах // Изучение тектонических деформаций. М.: ГИН АН СССР, 1987.

Пуарье Ж.-П. Ползучесть кристаллов. Механизмы деформации металлов, керамики и минералов при высоких температурах. М.: Мир, 1988.

Родионов В. Н., Сизов И. А., Кочарян Г. Г. О моделировании природных объектов в геомеханике // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989.

Садовский М. А. Естественная кусковатость горной породы // Докл. АН СССР, 1979. Т. 247. № 4.

Садовский М. А. О значении и смысле дискретности в геофизике // В сб.: Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989.

Садовский М. А., Писаренко В. Ф., Родионов В. Н. От сейсмологии к геомеханике: о модели геофизической среды // Вестник АН СССР, 1983. № 1.

Талицкий В. Г., Галкин В. А. Неоднородности земной коры как фактор структурообразования // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989.

Хендин Д. Прочность и пластичность. Справочник физ. констант горных пород. М.: Мир, 1969.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ГЛАВЕ 7

Белоусов В. В. О некоторых особенностях механизма тектонических деформаций // Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М.: Недра, 1970.

Белоусов В. В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985.

Бондарик Г. К., Царева А. М., Пономарев В. В. Текстура и деформация глинистых пород. М.: Недра, 1975.

Вернон Р. Х. Метаморфические процессы. Реакции и развитие микроструктуры. М.: Недра, 1980.

Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975.

Гончаров М. А. Кливаж // Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М.: Недра, 1970.

Карпов П. А., Лопатин Н. В., Шилин А. В., Антонова В. И., Соловьева Н. В. Катагенетические преобразования терригенных нефтегазоносных пород (на примере девонских отложений Волгоградского правобережья) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969. № 8.

Лебедева Н. Б. Роль неоднородностей горных пород в процессе образования кливажа // Геотектоника, 1976. № 2.

Лукьянов А. В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991.

Николаевский В. И. Механика пористых и трещиноватых сред. М.: Недра, 1984.

Николаевский В. И., Шаров В. И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1985. № 1.

Николя А. Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992.

Паталаха Е. И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата, 1981.

Предовский А. А. Об одной важной особенности структуры северо-западной части хребта Пас (п-ов Канин) // Природа и хозяйство Севера. Вып. 2. Ч. 2. Апатиты, 1971.

Пуарье Ж.-П. Ползучесть кристаллов. Механизмы деформации металлов, керамики и минералов при высоких температурах. М.: Мир, 1988.

Расцветаев Л. М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Ч. II. М.: ГИН АН СССР, 1987.

Рейнер М. Деформация и течение. Введение в реологию. М.: Гос. науч.-техн. изд-во нефтяной и горнотопливной лит., 1963.

Садовский М. А. Естественная кусковатость горной породы // Докл. АН СССР, 1979. Т. 247. № 4.

Садовский М. А. О значении и смысле дискретности в геофизике // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989.

Садовский М. А., Писаренко В. Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991.

Ситтер де Л. У. Структурная геология. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1960.

Спенсер Э. У. Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 1981.

Ставрогин А. Н., Петроселя А. Г. Механика деформирования и разрушения горных пород. М.: Недра, 1992.

Стоянов С. С. Механизм формирования разрывных зон. М.: Недра, 1977.

Талицкий В. Г. Кливаж плойчатости в метаморфических породах Макбальского брахиантиклинория (Северный Тянь-Шань) // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология, 1983. № 5.

Талицкий В. Г., Галкин В. А. Морфологические и генетические различия сланцеватости и кливажа горных пород // Геотектоника, 1988. № 5.

Талицкий В. Г., Галкин В. А. Неоднородности земной коры как фактор структурообразования // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989.

Талицкий В. Г., Короновский Н. В. Физическое моделирование надвиговых структур // В кн.: Геодинамика и нефтегазоносность осадочных бассейнов СССР. М.: ВНИГНИ, 1991.

Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981.

Шерман С. И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977.

Япаскурт О. В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратисфере: Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999.

Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981.

Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics. Berlin, Heidelberg, New York, 1982.

Bakewell R. An introduction to geology. London: Harding, 1813.

Becker G. F. Experiments on schistosity and slaty cleavage // U. S. Geol. Survey Bull., 1904. № 241.

Biot M. A. Theory of folding of stratified vescoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis // Bull. Geol. Soc. Am., 1961. Vol. 72. № 11.

Byerlee J. D. Brittle-ductile transition in rocks // J. Geophys. Res., 1968. Vol. 73.

Cazagrande A. Characteristics of cohesionless soils affecting the stability of slopes and earth fills // J. Boston Soc. Civil Eng., 1936.

Chidester A. H. Petrology and geochemistry of selected talc-bearing ultramafic rocks and adjacent country rocks in north central Vermont // U. S. Geol. Survey Prof., 1962. P. 345.

Cosgrove J. W. The formation of crenulation cleavage // J. Geol. Soc., 1976. Vol. 132. № 2.

Darwin Ch. Geological observations on South America. London: Smith & Elder, 1846.

Gray D. R. Cleavages in deformed psammitic rocks from Southeastern Australia: their nature and origin // Bull. Geol. Soc. Am., 1978. Vol. 89. № 4.

Gray D. R., Durney D. W. Crenulation cleavage differentiation: implications of solution-deposition processes // J. Struct. Geol., 1979. Vol. 1. M. 1.

Hudleston P. Y., Stephansson O. Layer shortening and fold-shape development in the buckling of single layers // Tectonophysics, 1973. Vol. 17. № 1/2.

Leith C. K. Rock cleavage // U. S. Geol. Survey Bull., 1905. № 239.

Mogi K. Rocks fracture and earthquake prediction // J. Soc. Mater. Sci., 1974. Vol. 23.

Orowan E. The mechanism of seismic faulting // Geol. Soc. Amer. Mem., 1960. Vol. 79.

Powell C. McA. A morphological classification of rock cleavage // Tectonophysics, 1979. Vol. 58. № 1/2.

Reynolds O. On the dilatancy of media composed of rigid particles in contact // Phil. Mag., 1885. Ser. 5. Vol. 20. № 127.

Sedgwick A. On the structure of large mineral masses // Geol. Soc. (London) Trans. Ser. 2, 3, 1835.

Srivastava H. B., Hudleston P., Earley III D. Strain and possible volume loss in a high-grade ductile shear zone // J. Struct. Geol., 1995. Vol. 17. № 9.

Whitten E. H. T. Structural geology of folded rocks. Chicago, 1966.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ГЛАВЕ 8

Белостоцкий И. И. Тектонические покровы // Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. 2-е изд. М.: Недра, 1977.

Белоусов В. В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985.

Гайдук В. В., Прокопьев А. В. Методы изучения складчато-надвиговых поясов. Новосибирск: Наука, 1999.

Гвинн В. Э. Образование пологопадающих надвигов // Структурная геология и тектоника плит: В 3-х т. Т. 2. М.: Мир, 1991.

Гончаров М. А. Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы // Геотектоника, 1993. № 4.

Гончаров М. А., Фролова Н. С. Моделирование процесса формирования шарьяжей с применением ЭВМ // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология, 1995. № 2.

Основы геодинамического анализа при геологическом картировании. М, 1997.

Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1987.

Фролова Н. С., Гептнер Т. М., Гончаров М. А., Голев М. Б. Взаимодополняющие результаты физического и компьютерного моделирования шарьяжей // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1997. Т. 72. Вып. 6.

Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995.

Boyer S. E., Elliott D. Thrust systems // Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 1982. Vol. 66.

Dahlstrom C. D. A. Balanced cross-sections // Canadian Journal of Earth Sciences, 1969. Vol. 6.

Hubbert M. K., Rubey W. W. Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting // Geological Society of America Bulletin, 1959. Vol. 70.

Jones P. B. Quantitative geometry of thrust and fold belt structures. Tulsa (Oklahoma, USA), 1987.

King P. B. The anatomy and habitat of low angle thrust faults // Am. Jour. Sci., 1960. Vol. 258-A.

Marshak S., Mitra G. Basic methods of structural geology. New Jersey: Prentice Hall, 1988.

Suppe J. Geometry and kinematics of fault-bend folding // Am. Jour. of Science, 1983. Vol. 283. № 7.

Suppe J., Medvedeff D. A. Fault-propagation folding // Geological Sosiety America abstracts with programs, 1984. Vol. 16.

Woodward N. B., Boyer S. E., Suppe J. Balanced geological cross-section: an essential technique in geological research and exploration // Short course in geology. Vol. 6. Washington, D. C.: American Geophysical Union, 1989.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ГЛАВЕ 9

Белоусов В. В. Основы структурной геологии. М.: Недра, 1985.

Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975.

Гончаров М. А. Кливаж // Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. 2-е изд. М.: Недра, 1977.

Гончаров М. А., Фролова Н. С. Поперечная неоднородность океанской литосферы как фактор формирования трансформных разломов СОХ: результаты физического моделирования // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Т. 1. М.: Связь-Принт, 2002.

Кирдяшкин А. Г. Тепловые гравитационные течения и теплообмен в астеносфере. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1989.

Лебедева Н. Б. Роль неоднородностей горных пород в процессе образования кливажа // Геотектоника, 1976. № 2.

Левин Л. Э. Реологическая расслоенность термической литосферы и задача оценки сейсмической опасности // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Т. 1. М.: ГЕОС, 2003.

Малюжинец А. Г., Фролова Н. С. Влияние осадочных неоднородностей на образование муллион-структур // Структурный анализ кристаллических комплексов. М.: МТК, 1988.

Малюжинец А. Г., Фролова Н. С. Механизм образования дизъюнктивов сжатия // Механизмы структурообразования в литосфере и сейсмичность. М.: ИФЗ АН СССР, 1991.

Разломные зоны Центральной Атлантики / Ю. М. Пущаровский, А. А. Пейве, Ю. Н. Разницин, Е. С. Базилевская. М.: ГЕОС, 1995.

Талицкий В. Г. О соотношении кливажа со складками (генетический аспект) // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология, 1989. № 4.

Талицкий В. Г. Структурные парагенезы как результат процессов самоорганизации в деформируемой геологической среде // Геотектоника, 1999. № 2.

Фролова Н. С. О влиянии метаморфизма на деформационные свойства горных пород (на примере Таласского Алатау) // Геотектоника, 1982. № 4.

Эз В. В. Складкообразование в земной коре. М.: Недра, 1985.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ГЛАВЕ 10

Гончаров М. А. На пути к созданию теории геодинамических и структурных систем // Геология. Т. 2. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995.

Гончаров М. А. Компенсационная, многоярусная и иерархическая геодинамика: сочетание фиксизма и мобилизма // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1997. Т. 72. Вып. 6.

Шолпо В. Н., Рогожин Е. А., Гончаров М. А. Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ К ГЛАВЕ 11

Анохин В. М., Одесский И. А. Характеристики глобальной сети планетарной трещиноватости // Геотектоника, 2001. № 5.

Барышев А. Н. Периодические геодинамические и металлогенические системы, их развитие и взаимодействие. М.: ЦНИГРИ, 1999.

Белоусов В. В. Основы геотектоники. 2-е изд. М.: Недра, 1989.

Бобряков А. П., Ревуженко А. Ф., Шемякин Е. И. Приливное деформирование планет: опыт экспериментального моделирования // Геотектоника, 1991. № 6.

Вегенер А. Происхождение континентов и океанов. Л.: Наука, 1984.

Гончаров М. А. Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988.

Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А. Глубинная геодинамика. 2-е изд. Новосибирск: Изд-во СО АН РАН, филиал «ГЕО», 2001.

Караулов В. Б. Мобилизм, фиксизм и конкретная тектоника // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1988. Т. 63. Вып. 3.

Кирдяшкин А. Г. Тепловые гравитационные течения и теплообмен в астеносфере. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1989.

Левин Л. Э. Реологическая расслоенность термической литосферы и задача оценки сейсмической опасности // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Т. 1. М.: ГЕОС, 2003.

Лобковский Л. И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988.

Лобковский Л. И., Котелкин В. Д. Двухъярусная термохимическая модель конвекции в мантии и ее геодинамические следствия // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000.

Пущаровский Ю. М., Пущаровский Д. Ю. Геосферы мантии Земли // Геотектоника, 1999. № 1.

Пущаровский Ю. М., Соколов С. Д. Нелинейная тектоника // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001.

Разломные зоны Центральной Атлантики / Ю. М. Пущаровский, А. А. Пейве, Ю. Н. Разницин, Е. С. Базилевская. М.: ГЕОС, 1995.

Рогожин Е. А., Шолпо В. Н. Неоднородность зоны полной складчатости Большого Кавказа // Геотектоника, 1988. № 5.

Тектоническая расслоенность литосферы // Тр. Геол. ин-та АН СССР. Вып. 343. М.: Наука, 1980.

Трубицын В. П., Рыков В. В. Мантийная конвекция с плавающими континентами // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000.

Уфимцев Г. Ф. Тектонический анализ рельефа геоида // Геотектоника, 1998. № 4.

Хаин В. Е. Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины // Геотектоника, 2000. № 6.

Хаин В. Е. Основные проблемы современной геологии. 2-е изд. М.: Научный мир, 2003.

Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995.

Шерман С. И., Лунина О. В. Новая карта напряженного состояния верхней части литосферы Земли // Докл. АН СССР, 2001. Т. 378. № 5.

Шолпо В. Н., Рогожин Е. А., Гончаров М. А. Складчатость Большого Кавказа. М.: Наука, 1993.

Bozhko N. A., Goncharov M. A. Global balanced arrangement of the geodynamic polarity of Earth's Southern and Northern hemispheres // L. P. Zonenshain Confer. on Plate Tectonics. Kiel (Germany): GEOMAR, 1993.

Davaille A. Simultaneous generation of hotspots and superswells by convection in a heterogeneous planetary mantle // Nature, 1999. Vol. 402.

Journal of the Geological Society of Japan. 1994. Vol. 100. № 1.

Pavoni M., Müller M. V. Geotectonic bipolarity, evidence from the pattern of active oceanic ridges bordering the Pacific and African plates // Journal of Geodynamics, 2000. Vol. 30. № 5.

Seidler E., Jacoby W. R., Cavsak H. Hotspot distribution, gravity, mantle tomography: evidence for plumes // Journal of Geodynamics, 1999. Vol. 27. № 4/5.

Smith A. D., Lewis Ch. Differential rotation of lithosphere and mantle and the driving forces of plate tectonics // Journal of Geodynamics, 1999. Vol. 28. № 2/3.

Приложение 1

Список обозначений физических величин и некоторых символов

ГРЕЧЕСКИЕ БУКВЫ

Обозначение	Название буквы	Величина	Единицы измерения (в тектонофизике) в системах СГС и СИ
1	2	3	4
α	альфа	Угол падения слоев, угол скалывания, угол поворота (при вращении)	градус
α	альфа	Бесконечно малая величина	—
β	бета	Угол наклона материального волокна	градус
β	бета	Бесконечно малая величина	—
γ	гамма	Деформация сдвига	Безразмерна
$\dot{\gamma}$	гамма с точкой наверху	Скорость деформации сдвига	$с^{-1}$
Δ	дельта (прописная)	Разность значений величины	—
δ	дельта (строчная)	Угол сдвига	градус
ε	эпсилон	Деформация удлинения—укорочения («процентная» мера)	%
$\dot{\varepsilon}$	эпсилон с точкой наверху	Скорость деформации удлинения—укорочения («процентная» мера)	$с^{-1}$
η	эта	Вязкость (динамическая)	пуазы (П), Па·с
θ	тета (прописная)	Угол наклона прямой на диаграмме скорость деформации—напряжение	градус
ϑ	тета (строчная)	Время вязко-упругой релаксации	секунда (с), год, тыс. лет
λ	лямбда	Длина волны	см, м, км
μ	мю	Коэффициент Пуассона	Безразмерен
ν	ню	Вязкость кинематическая	$см^2/с$, $м^2/с$

1	2	3	4
π	пи	Отношение длины окружности к ее диаметру	Безразмерно
ρ	ро	Плотность	г/см^3, кг/м^3
σ	сигма	Нормальное напряжение	бар, кбар, Па, МПа
τ	тау	Касательное напряжение	бар, кбар, Па, МПа
φ	фи	Угол наклона произвольно ориентированного сечения или волокна тела	градус
X	хи (прописная)	Температуропроводность	см^2/с, м^2/с
χ	хи (строчная)	Теплопроводность	кал·см/град, Дж·м/град
ω	омега	Угловая скорость вращения	град/с (°/с)

ЛАТИНСКИЕ БУКВЫ

Обозначение	Величина	Слово, первая буква которого использована	Единицы измерения (в тектонофизике)
1	2	3	4
a	Ускорение	*Acceleration* (ускорение)	см/с^2, м/с^2
a	Длинная полуось эллипсоида деформации	—	см, м
b	Средняя полуось эллипсоида деформации	—	см, м
C	Множитель физического подобия	—	Безразмерен
c	Короткая полуось эллипсоида деформации	—	см, м
c	Удельная теплоемкость	—	кал/г·град, Дж/кг·град
d	Дифференциал (полный)	*Differential* (дифференциал)	—
∂	Дифференциал (частный)	*Differential* (дифференциал)	—
E	Модуль упругости при растяжении—сжатии (модуль Юнга)	*Elasticity* (упругость)	кбар, МПа

1	2	3	4
e	Основание натурального логарифма	—	—
e	Упругость *(индекс)*	*Elasticity* (упругость)	—
F	Сила	*Force* (сила)	дина, Н
{*F*}	Размерность силы	*Force* (сила)	—
f	Функция	*Function* (функция)	—
f	Флюид *(индекс)*	*Fluid* (флюид)	—
G	Модуль упругого сдвига	—	кбар, МПа
g	Ускорение силы тяжести	*Gravity* (сила тяжести)	см/с^2, м/с^2
h	Мощность (слоя, пачки, толщи)	*Height* (высота)	см, м, км
h	Гидростатический *(индекс)*	*Hydrostatic* (гидростатический)	—
i	Целое число *(индекс)*	—	—
k	«Кратная» мера деформации	—	Безразмерна
{*L*}	Размерность длины	*Length* (длина)	—
l	Длина	*Length* (длина)	см, м, км
m	Масса	*Mass* (масса)	г, кг
m	Модельный *(индекс)*	*Model* (модель)	—
n	Природный *(индекс)*	*Nature* (природа)	—
P	Мощность (энергетическая)	*Power* (мощность)	эрг/с, Дж/с
p	Давление	*Pressure* (давление)	кбар, МПа
R	Число (критерий) Рэлея	*Rayleigh* (Рэлей)	Безразмерно
r	Радиус	*Radius* (радиус)	см, м, км
S	Площадь	*Square* (площадь)	см^2, м^2, км^2
{*S*}	Размерность площади	*Square* (площадь)	—
s	Перемещение (путь)	*Space* (расстояние)	см, м, км
s	Литостатический *(индекс)*	*Solid* (твердый)	—
T	Температура	*Temperature* (температура)	градус (° С)
{*T*}	Размерность времени	*Time* (время)	—
t	Время	*Time* (время)	секунда (с)
{*V*}	Размерность скорости	*Velocity* (скорость)	—
V	Скорость перемещения, движения	*Velocity* (скорость)	см/с, м/с, км/с, мм/год, см/год, м/тыс. лет, км/млн лет
W	Энергия, работа	*Work* (работа)	эрг, Дж

1	2	3	4
X	1-я координатная ось (ось абсцисс, горизонтальная)	—	—
x	Текущая абсцисса	—	см, м, км
Y	2-я координатная ось (ось ординат, горизонтальная)	—	—
y	Текущая ордината	—	см, м, км
Z	3-я координатная ось (ось аппликат, вертикальная)	—	—
z	Текущая аппликата	—	см, м, км

Примечание. Некоторые обозначения соответствуют двум разным величинам. Однако обозначения a, c, α и β в тексте не «пересекаются» и легко различимы, а обозначения e, f, h, m и s во втором значении использованы лишь в виде индекса к другой величине.

Приложение 2

Список формул (с краткими пояснениями)

В нумерации формул первая цифра обозначает номер главы, вторая цифра — номер раздела (если таковой имеется), последняя цифра — номер формулы.

ГЛАВА 1

$$F = ma \tag{1.1}$$

2-й закон Ньютона.

Раздел 1.2

$$\varepsilon = \frac{l - l_0}{l_0} = \frac{\Delta l}{l_0} \tag{1.2.1}$$

«Процентная» мера деформации материального отрезка («волокна») тела.

$$k = \frac{l}{l_0} \tag{1.2.2}$$

«Кратная» мера деформации материального отрезка («волокна») тела.

$$S = (1-\alpha)\times(1+\beta) = 1-\alpha+\beta-\alpha\beta = S_0 = 1 \tag{1.2.3}$$

Сохранение площади квадрата при его деформации.

$$\alpha = \beta \tag{1.2.4}$$

Одинаковая «процентная» мера деформации сторон квадрата при $\alpha, \beta \to 0$.

$$k = \sqrt{k_1^2 \sin^2 \varphi_0 + k_3^2 \cos^2 \varphi_0} \tag{1.2.5}$$

«Кратная» мера деформации произвольно ориентированного волокна тела.

$$\operatorname{tg}\varphi = \frac{k_1 \sin \varphi_0}{k_3 \cos \varphi_0} = k_1^2 \operatorname{tg}\varphi_0 \tag{1.2.6}$$

Изменение угла наклона произвольно ориентированного волокна тела.

$$\varepsilon_1 > \varepsilon_2 > \varepsilon_3,\ \varepsilon_1 > 0,\ \varepsilon_3 < 0 \tag{1.2.7}$$

Соотношение трех главных деформаций, выраженных в «процентной» мере.

$$k_1 > k_2 > k_3,\ k_1 > 1,\ k_3 < 1 \tag{1.2.8}$$

Соотношение трех главных деформаций, выраженных в «кратной» мере.

$$\varepsilon_1 = \varepsilon_2 = \varepsilon_3 = 0 \text{ (или } k_1 = k_2 = k_3 = 1) \tag{1.2.9}$$

Отсутствие деформации.

$$\varepsilon_1 > \varepsilon_2 = 0 > \varepsilon_3 \text{ (или } k_1 > k_2 = 1 > k_3) \tag{1.2.10}$$

«Плоская» деформация вдоль тела только двух главных осей.

$$\varepsilon_1 = \varepsilon_2 > \varepsilon_3 \text{ (или } k_1 = k_2 > k_3) \tag{1.2.11}$$

Осесимметричная деформация тела (превращение шара в эллипсоид вращения, вытянутый вдоль его оси).

$$\varepsilon_1 > \varepsilon_2 = \varepsilon_3 \text{ (или } k_1 > k_2 = k_3) \tag{1.2.12}$$

Осесимметричная деформация тела (превращение шара в эллипсоид вращения, сплюснутый вдоль его оси).

$$l = l_0\sqrt{k_1^2 \sin^2 \alpha_0 + k_3^2 \cos^2 \alpha_0} \tag{1.2.13}$$

Изменение длины волокна в зависимости от угла его падения при горизонтальном укорочении тела.

$$\operatorname{tg}\alpha = \frac{k_1 \sin \alpha_0}{k_3 \cos \alpha_0} = k_1^2 \operatorname{tg}\alpha_0 \tag{1.2.14}$$

Изменение угла падения волокна при горизонтальном укорочении тела.

$$k_l = a / l_0 \tag{1.2.15}$$

«Кратная» мера деформации круга вдоль оси максимального удлинения.

$$\gamma = \frac{\Delta s}{h} = \operatorname{tg}\delta \tag{1.2.16}$$

Определение деформации простого сдвига.

$$\operatorname{tg}\beta = \operatorname{tg}\beta_0 + \operatorname{tg}\delta \tag{1.2.17}$$

Изменение угла наклона произвольно ориентированного волокна тела при деформации простого сдвига.

$$l = l_0 \frac{\cos\beta_0}{\cos\beta} \tag{1.2.18}$$

Изменение длины произвольно ориентированного волокна тела при деформации простого сдвига.

$$v \approx \frac{s_2 - s_1}{t_2 - t_1} \approx \frac{\Delta s}{\Delta t} = \frac{ds}{dt} \tag{1.2.19}$$

Определение скорости поступательного перемещения тела.

$$\{V\} = \frac{\{L\}}{\{T\}} \tag{1.2.20}$$

Размерность скорости поступательного перемещения тела.

$$\omega = \frac{d\alpha}{dt} \tag{1.2.21}$$

Определение угловой скорости вращения тела вокруг оси.

$$\dot{\varepsilon} = \frac{d\varepsilon}{dt} \tag{1.2.22}$$

Определение скорости деформации тела.

$$\dot{\varepsilon} = \frac{d\varepsilon}{dt} = \frac{dv}{dx} \tag{1.2.23}$$

Определение скорости деформации тела через градиент скорости поступательного перемещения его элементарных объемов.

$$\omega(x, z) = \frac{1}{2} \times \left(\frac{dv_z}{dx} - \frac{dv_x}{dz}\right) \tag{1.2.24}$$

Определение скорости вращения тела через градиенты скоростей поступательного перемещения его элементарных объемов.

$$\dot{\varepsilon}_{xx}(x, z) = -\dot{\varepsilon}_{zz}(x, z) = \frac{dv_x}{dx} = -\frac{dv_z}{dz} \tag{1.2.25}$$

Определение скорости деформации удлинения или укорочения тела через градиенты скоростей поступательного перемещения его элементарных объемов.

$$\dot{\varepsilon}_{xz}(x, z) = \frac{1}{2} \times \left(\frac{dv_z}{dx} + \frac{dv_x}{dz}\right) \tag{1.2.26}$$

Определение скорости сдвиговой деформации тела через градиенты скоростей поступательного перемещения его элементарных объемов.

$$\omega_{xx}(x, z) + \dot{\varepsilon}_{xx}(x, z) = \frac{dv_z}{dx} \tag{1.2.27}$$

Определение дисторсии (суммы «внешнего», «жесткого» вращения и «внутреннего» деформационного вращения) волокна тела.

Раздел 1.3

$$F = ma \tag{1.3.1}$$

2-й закон Ньютона.

$$\sigma = \frac{F}{S_0} \tag{1.3.2}$$

Напряжение как сила на единицу площади.

$$\sigma_S = \frac{F}{S_\varphi} = \sigma \cos\varphi \tag{1.3.3}$$

Определение напряжения в косом сечении тела.

$$\sigma_\varphi = \sigma_S \cos\varphi = \sigma \cos^2\varphi \tag{1.3.4}$$

Определение нормального напряжения в косом сечении тела при одноосном напряженном состоянии.

$$\tau_\varphi = \sigma_S \sin\varphi = \sigma \sin\varphi\cos\varphi = \frac{\sigma}{2}\sin 2\varphi \tag{1.3.5}$$

Определение касательного напряжения в косом сечении тела при одноосном напряженном состоянии.

$$\sigma_\varphi = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \tau_{max}\cos 2\varphi \tag{1.3.6}$$

Определение нормального напряжения в косом сечении тела при двухосном напряженном состоянии.

$$\tau_\varphi = \tau_{max}\sin 2\varphi \tag{1.3.7}$$

Определение касательного напряжения в косом сечении тела при двухосном напряженном состоянии.

$$\tau_{max} = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \tag{1.3.8}$$

Определение максимального касательного напряжения в теле при трехосном напряженном состоянии.

$$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3 \tag{1.3.9}$$

Соотношение трех главных нормальных напряжений в теле при трехосном напряженном состоянии.

$$\sigma_m = \frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3} \tag{1.3.10}$$

Определение компоненты равномерного всестороннего сжатия в теле при трехосном напряженном состоянии.

$$\sigma_1' = \sigma_1 - \sigma_m;\ \sigma_2' = \sigma_2 - \sigma_m;\ \sigma_3' = \sigma_3 - \sigma_m \tag{1.3.11}$$

Определение компонент девиаторного напряжения в теле при трехосном напряженном состоянии.

$$\sigma_2 = \sigma_m \tag{1.3.12}$$

Напряженное состояние чистого сдвига (отсутствие девиаторного напряжения по средней оси).

$$\sigma_m = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} \tag{1.3.13}$$

Определение компоненты равномерного всестороннего сжатия в теле при напряженном состоянии чистого сдвига.

$$\sigma_1' = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} = \tau_{max},\ \sigma_2' = 0,\ \sigma_3' = -\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} = -\tau_{max} \tag{1.3.14}$$

Определение компонент девиаторного напряжения в теле при напряженном состоянии чистого сдвига.

$$\sigma_1' = -\sigma_3' = \tau_{max};\ \sigma_2' = 0 \tag{1.3.15}$$

Равенство по абсолютной величине всех компонент девиаторного напряжения в теле при напряженном состоянии чистого сдвига.

$$\sigma_1' > 0;\ \sigma_3' < 0;\ \sigma_2' = 0 \tag{1.3.16}$$

Соотношение компонент девиаторного напряжения в теле при напряженном состоянии чистого сдвига.

$$\sigma = \frac{F}{S} \tag{1.3.17}$$

Определение напряжения.

$$\{\sigma\} = \frac{\{F\}}{\{S\}} \tag{1.3.18}$$

Размерность напряжения.

Раздел 1.4

$$F = ma \tag{1.4.1}$$

2-й закон Ньютона.

$$\sigma = E\,\varepsilon;\ \tau = G\,\gamma \tag{1.4.2}$$

Закон Гука для упругой деформации растяжения-сжатия и сдвига.

$$\sigma - \sigma_e = 2\eta\dot{\varepsilon};\ 2\eta = \operatorname{tg}\theta \tag{1.4.3}$$

Скорость деформации тела выше предела его упругости.

$$\sigma = 2\eta\dot{\varepsilon} \tag{1.4.4}$$

Закон вязкого (ньютоновского) течения для деформации удлинения-укорочения.

$$\tau = \eta\,\dot{\gamma} \tag{1.4.5}$$

Закон вязкого (ньютоновского) течения для деформации сдвига.

$$\tau = \eta\frac{dv_x}{dz} \tag{1.4.6}$$

Закон вязкого (ньютоновского) течения для деформации сдвига.

$$\sigma = \sigma_0 e^{-t/\theta} \tag{1.4.7}$$

Определение релаксации нормальных напряжений в теле с течением времени при сохранении величины его деформации.

$$\frac{d\gamma}{dt} = \frac{1}{G}\times\frac{d\tau}{dt} + \frac{\tau}{\eta} \tag{1.4.8}$$

Уравнение Максвелла для упруго-вязкого поведения тела.

$$\frac{d\tau}{\tau} = -\frac{G}{\eta}dt \tag{1.4.9}$$

Уравнение Максвелла для упруго-вязкого поведения тела при сохранении величины его деформации с течением времени.

$$\tau = \tau_0 e^{-t/\theta} \tag{1.4.10}$$

Определение релаксации касательных напряжений в теле с течением времени при сохранении величины его деформации.

$$\vartheta = \frac{\eta}{G} \tag{1.4.11}$$

Определение времени вязко-упругой релаксации тела.

$$\sigma_{xx}(x, z) = 2\eta\dot{\varepsilon}_{xx}(x, z) = -\sigma_{zz}(x, z) = -2\eta\dot{\varepsilon}_{zz}(x, z) = 2\eta\frac{dv_x}{dx} = -2\eta\frac{dv_z}{dz} \tag{1.4.12}$$

Определение поля нормальных напряжений в теле через градиенты скоростей поступательного перемещения его элементарных объемов.

$$\sigma_{xz}(x, z) = 2\eta\dot{\varepsilon}_{xz}(x, z) = \eta\left(\frac{dv_z}{dx} + \frac{dv_x}{dz}\right) \tag{1.4.13}$$

Определение поля касательных напряжений в теле через градиенты скоростей поступательного перемещения его элементарных объемов.

ГЛАВА 2

Раздел 2.1

$$C_\eta = C_l \times C_t \times C_\rho \times C_g, \; C_i = \frac{i_m}{i_n} \tag{2.1.1}$$

Условие физического подобия при моделировании медленных деформаций.

$$\frac{d\varepsilon}{dt} = \frac{\sigma}{2\eta}, \; d\varepsilon = \frac{\sigma}{2\eta}dt \tag{2.1.2}$$

Закон вязкого (ньютоновского) течения в дифференциальной форме для «процентной» меры деформации.

$$\frac{dl}{l} = \frac{\sigma}{2\eta}dt \tag{2.1.3}$$

Закон вязкого (ньютоновского) течения в дифференциальной форме для «кратной» меры деформации.

$$\frac{\sigma t}{\eta} = 2\ln k \tag{2.1.4}$$

Закон вязкого (ньютоновского) течения в интегральной форме.

$$\frac{\sigma_m t_m}{\eta_m} = \frac{\sigma_n t_n}{\eta_n} \tag{2.1.5}$$

Условие физического подобия для моделирования процесса вязкого (ньютоновского) течения.

$$\frac{\eta_m}{\eta_n} = \frac{\sigma_m}{\sigma_n} \times \frac{t_m}{t_n} \tag{2.1.6}$$

Условие физического подобия для моделирования процесса вязкого (ньютоновского) течения в слегка измененном виде.

$$C_\eta = C_\sigma \times C_t, C_i = \frac{i_m}{i_n} \tag{2.1.7}$$

Условие физического подобия для моделирования процесса вязкого (ньютоновского) течения в символах множителей подобия.

Раздел 2.2

$$p_s = \rho g z \tag{2.2.1}$$

Литостатическое давление на заданной глубине.

$$p_f = p_h = \rho_f g z \tag{2.2.2}$$

Гидростатическое давление на заданной глубине.

$$p_s > p_f > p_h \tag{2.2.3}$$

Соотношение литостатического, флюидного и гидростатического давления на глубине, переходной от зоны с открытой пористостью (сообщающейся с земной поверхностью) к зоне с закрытой пористостью.

$$p_f = p_s \tag{2.2.4}$$

Соотношение флюидного и литостатического давления в глубинной зоне с закрытой пористостью.

Раздел 2.3

$$l_s = \frac{\sigma_s h}{\sigma_0} \tag{2.3.1}$$

Определение расстояния между смежными трещинами отрыва, рассекающими слой, при его растяжении, обусловленном распределенным приложением к нему растягивающих усилий.

$$W \sim \sigma \varepsilon \tag{2.3.2}$$

Определение энергии (работы) напряжения при деформировании тела.

$$P \sim \sigma \dot{\varepsilon} \tag{2.3.3}$$

Определение энергетической мощности деформационного процесса.

Раздел 2.4

$$A + B \rightarrow C + H_2O \qquad (2.4.1)$$

Метаморфическая реакция дегидратации осадочной толщи, содержащей водонасыщенные минералы.

$$Mu + Qu \rightarrow (Fs + Sill) + H_2O \qquad (2.4.2)$$

Пример метаморфической реакции дегидратации.

$$R = \frac{\Delta\rho}{\rho} \times \frac{gh^3}{\nu X} \qquad (2.4.3)$$

Критерий (число) Рэлея для толщи, подогреваемой снизу и потенциально способной к конвекции.

$$\nu = \frac{\eta}{\rho} \qquad (2.4.4)$$

Определение кинематической вязкости слоя или толщи.

$$X = \frac{\chi}{\rho c} \qquad (2.4.5)$$

Определение температуропроводности слоя или толщи.

$$R = \frac{\Delta\rho}{\rho} \times \frac{gh^3}{\nu X} : 10^{-1} \times \frac{10^1 \text{м/с}^2 \times (10^4 \text{м})^3}{(3\times10^{14} \text{м}^2/\text{с}) \times (3\times10^{-7} \text{м}^2/\text{с})} \approx 10^4 \qquad (2.4.6)$$

Оценка числа Рэлея для геосинклинальной осадочной толщи, подвергнутой воздействию теплового импульса из мантии.

ГЛАВА 3

Раздел 3.2

$$k_3 = \frac{l}{l_0} = \frac{l}{l + x_1 + x_2 + \ldots x_n} \qquad (3.2.1)$$

Определение величины деформации укорочения по ложным сдвигам микроскопических жилок в кливажированных породах.

$$r = \sqrt{ac} \qquad (3.2.2)$$

Определение радиуса эллипсоидальных деформированных первоначально округлых тел (двумерный случай).

$$k_1 = \frac{a}{r};\ k_3 = \frac{c}{r} \qquad (3.2.3)$$

Определение «кратной» меры деформации первоначально округлых тел (двумерный случай).

$$k_1^2 = \frac{a}{c};\ k_1 = \sqrt{\frac{a}{c}};\ k_3^2 = \frac{c}{a};\ k_3 = \sqrt{\frac{c}{a}} \tag{3.2.4}$$

Определение «кратной» меры деформации первоначально округлых тел (двумерный случай).

$$k_1 k_3 = 1;\ \ k_3 = \frac{1}{k_1} \tag{3.2.5}$$

Соотношение «кратных» мер деформации первоначально округлых тел (двумерный случай).

$$r = \sqrt[3]{abc}. \tag{3.2.6}$$

Определение радиуса эллипсоидальных деформированных первоначально округлых тел (трехмерный случай).

$$k_1 = \frac{a}{r};\ k_2 = \frac{b}{r};\ k_3 = \frac{c}{r}. \tag{3.2.7}$$

Определение «кратной» меры деформации первоначально округлых тел (трехмерный случай).

$$R_d^2 = R_{f\max} \times R_{f\min};\ K_1 = \sqrt{R_d} \tag{3.2.8}$$

Определение величины деформации удлинения по первоначально хаотически ориентированным галькам по методу $R_f / \varnothing_f$.

$$R_{f\max} = R_i \times R_d \tag{3.2.9}$$

К методу $R_f / \varnothing_f$.

$$R_{f\min} = \frac{d'_{\max}}{d'_{\min}} = \frac{1 \times k}{R_i / k} = \frac{k^2}{R_i} = \frac{R_d}{R_i} \tag{3.2.10}$$

К методу $R_f / \varnothing_f$.

$$R_{f\max} \times R_{f\min} = \frac{R_i \times R_d \times R_d}{R_i} = R_d^2 \tag{3.2.11}$$

К методу $R_f / \varnothing_f$.

$$\tau = \eta_1 \dot{\gamma}_1 = \eta_2 \dot{\gamma}_2 \tag{3.2.12}$$

Применение закона вязкого (ньютоновского) течения к двум слоям различной вязкости на крыле складки, испытавшем деформацию сдвига (вдоль слоистости) разной величины.

$$\frac{\mathrm{tg}\delta_2}{\mathrm{tg}\delta_1} = \frac{\eta_1}{\eta_2} \tag{3.2.13}$$

Определение соотношения вязкостей двух слоев на крыле складки по соотношению углов сдвига этих слоев вдоль слоистости.

$$k_3 = \cos\delta \tag{3.2.14}$$

Определение величины горизонтального укорочения пачки слоев, смятых в симметричные остроугольные прямые складки, по углу сдвига этой пачки вдоль слоистости на крыле складки, численно равном углу падения слоев.

$$k_1 = \frac{l}{l_x};\ k_3 = \frac{l}{k_1} = \frac{l_x}{l}. \tag{3.2.15}$$

Определение величины горизонтального укорочения толщи слоев, смятых в складки, по отношению длины слоев к длине их проекции на горизонтальную плоскость.

Раздел 3.4

$$\frac{\sigma t}{\eta} = 2\ln k_1 \tag{3.4.1}$$

Закон вязкого (ньютоновского) течения в интегральной форме применительно к величине деформации (выраженной в «кратной» форме) горизонтального укорочения слоистой толщи, обусловившего складкообразование.

$$\frac{\sigma t}{\eta} : 1 \tag{3.4.2}$$

«Константа складчатости».

ГЛАВА 4

Раздел 4.3

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} = 0 \tag{4.3.1}$$

Уравнение непрерывности сплошной среды (трехмерный случай).

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_z}{\partial z} = 0 \tag{4.3.2}$$

Уравнение непрерывности сплошной среды (двумерный случай).

$$\begin{aligned} v_x &= -\cos x \sin z; \\ v_z &= \sin x \cos z \end{aligned} \tag{4.3.3}$$

Поле скоростей поступательной компоненты тектонического течения при его компенсационной организации в простейшем случае.

$$\omega(x, z) = \cos x \cos z \tag{4.3.4}$$

Поле скоростей вращательной компоненты тектонического течения при его компенсационной организации в простейшем случае.

$$\dot{\varepsilon}_{xx}(x, z) = -\dot{\varepsilon}_{zz}(x, z) = \sin x \sin z \tag{4.3.5}$$

Поле скоростей деформационной компоненты (удлинения-укорочения вдоль соответствующих осей) тектонического течения при его компенсационной организации в простейшем случае.

$$\dot{\varepsilon}_{xz}(x, z) = 0 \tag{4.3.6}$$

Поле скоростей сдвиговой деформационной компоненты (вдоль соответствующих осей) тектонического течения при его компенсационной организации в простейшем случае. Это поле является нулевым во всех точках.

$$\dot{\varepsilon}_i = \dot{\varepsilon}_{xx}(x, z) = -\dot{\varepsilon}_{zz}(x, z) = \sin x \sin z;\ i = 1 \text{ или } 3 \tag{4.5.7}$$

Поле скоростей главной деформации удлинения или укорочения при компенсационной организации тектонического течения в простейшем случае.

$$\sigma_i = 2\eta\dot{\varepsilon}_i = 2\eta \sin x \sin z;\ i = 1 \text{ или } 3 \tag{4.3.8}$$

Поле главных максимальных растягивающих или сжимающих напряжений при компенсационной организации тектонического течения в простейшем случае.

ГЛАВА 7

Раздел 7.4

$$\varepsilon = \frac{\pi(R + h/2) - \pi R}{\pi R} = \frac{h}{2R} \tag{7.4.1}$$

Деформация верхней и нижней поверхности пластины.

$$\lambda_0 = 2\pi h (\eta_1/6\eta_2)^{1/3} \tag{7.4.2}$$

Начальная длина доминирующей волны складки продольного изгиба.

Учебное издание

Гончаров Михаил Адрианович
Талицкий Василий Георгиевич
Фролова Наталья Сергеевна

ВВЕДЕНИЕ В ТЕКТОНОФИЗИКУ

Учебное пособие

Ответственный редактор Короновский Н. В.

Выпускающий редактор *Игнатова Е. С.*
Редактор *Никитина А. А.*
Корректоры *Лисицина Н. Н., Юрьева В. И.*
Художник *Новикова В. В.*
Компьютерная верстка *Аввакумов М. Г.*

Сдано в набор 19.04.04. Подписано в печать 08.12.04.
Формат 70x100/16. Бумага офсетная.
Гарнитура «Таймс». Печать офсетная.
Усл. печ. л. 40,3. Тираж 2000 экз. Заказ № 97.

ООО «Издательство «КДУ», 119234, Москва, а/я 587
Тел./факс: (095) 939-40-36, 939-40-51
E-mail: kdu@kdu.ru Http://www.kdu.ru

Отпечатано в полном соответствии с качеством предоставленных диапозитивов
в ОАО «Чебоксарская типография № 1»
428019, г. Чебоксары, пр. И. Яковлева, 15.