



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА

teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ

ТЕКТОНОФИЗИКА

ФРОЛОВА
НАТАЛЬЯ СЕРГЕЕВНА

ГЕОЛФАК МГУ

КОНСПЕКТ ПОДГОТОВЛЕН
СТУДЕНТАМИ, НЕ ПРОХОДИЛ
ПРОФ. РЕДАКТУРУ И МОЖЕТ
СОДЕРЖАТЬ ОШИБКИ.
СЛЕДИТЕ ЗА ОБНОВЛЕНИЯМИ
НА [VK.COM/TEACHINMSU](https://vk.com/teachinmsu).

ЕСЛИ ВЫ ОБНАРУЖИЛИ
ОШИБКИ ИЛИ ОПЕЧАТКИ,
ТО СООБЩИТЕ ОБ ЭТОМ,
НАПИСАВ СООБЩЕСТВУ
[VK.COM/TEACHINMSU](https://vk.com/teachinmsu).



БЛАГОДАРИМ ЗА ПОДГОТОВКУ КОНСПЕКТА
СТУДЕНТКУ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ
ГИРЕНКО ЕЛЕНУ ЮРЬЕВНУ



Содержание

ЧАСТЬ I. ТЕКТОНОФИЗИКА СПЛОШНОЙ (НЕСТРУКТУРИРОВАННОЙ) СРЕДЫ	6
Лекция 1. Деформация	6
1.1. Введение и структура курса	6
1.2. Основы механики деформации и разрушения твердых тел	12
1.3. Однородные и неоднородные деформации геологических тел	19
Лекция 2. Деформация укорочения-удлинения. Деформация простого сдвига	23
2.1. Деформация укорочения – удлинения	23
2.2. Деформация простого сдвига	27
Лекция 3. Деформация простого сдвига. Напряженное состояние сплошной среды	31
3.1. Деформация простого сдвига	31
3.2. Напряженное состояние среды	37
Лекция 4. Напряженное состояние сплошной среды	40
4.1. Напряжение	Ошибка! Закладка не определена.
4.2. Общее напряжение как сочетание равномерного всестороннего сжатия и девиаторного напряжения	47
Лекция 5. Напряженное состояние сплошной среды. Упругая деформация. Пластическая деформация	49
5.1. Напряженное состояние сплошной среды	49
5.2. Деформация	50
5.3. Упругая деформация	52
5.4. Пластическая деформация	54
Лекция 6. Прочность и разрушение	60
6.1. Трещины	60
6.2. Предел прочности	67
Лекция 7. Ориентировка трещин в простых и сложных сдвиговых обстановках. Деформационные свойства горных пород	82
7.1. Ориентировка трещин в простых и сложных сдвиговых обстановках	82
7.2. Деформационные свойства пород	87
Лекция 8. Влияние силы тяжести на тектонические деформации	101
8.1. Физические основы действия силы тяжести	101
8.2. Сила тяжести как активный фактор тектогенеза	102

Лекция 9. Понятие о структурных парагенезах. Деформация кристаллов и их агрегатов	114
9.1. Объект и задачи исследования в тектонофизике.....	114
9.2. Понятие о структурных парагенезах	115
9.3. Механика структурированной среды	122
ЧАСТЬ II. ТЕКТОНОФИЗИКА СТРУКТУРИРОВАННОЙ СРЕДЫ	131
Лекция 10. Деформация кристаллов и их агрегатов. Структуры и текстуры внутрислоевого уровня	131
10.1. Механизмы пластической деформации кристаллов и их агрегатов.....	131
10.2. Влияние внешних условий деформирования на механизм деформации (уровень зерен).....	134
10.3. Структуры и текстуры внутрислоевого уровня.....	138
Лекция 11. Структуры и текстуры внутрислоевого уровня	158
11.1. Кливаж плейчатости.....	158
11.2. Стиллиты	158
11.3. Полосчатость.....	164
11.4. Минеральная линейность.....	167
11.5. Структуры тыльных частей зерен и включений.....	169
11.6. Структуры уровня агрегатов зерен. Макрокливажные швы	176
Лекция 12. Муллион-структуры. Минеральные жилы. Будинаж	180
12.1. Муллион-структуры	180
12.2. Минеральные жилы	188
12.3. Будинаж и разлинзование	198
Лекция 13. Складки	200
13.1. Образование складок.....	200
13.2. Складки продольного укорочения	207
13.3. Однородная деформация при складкообразовании	214
Лекция 14. Дисгармония складчатой структуры. Дизъюнктивы сжатия. Асимметрия складок. Переход деформации на уровень блоков	222
14.1. Дисгармония складчатости.....	222
14.2. Дизъюнктивы сжатия	229
14.3. Асимметричные складки.....	233
Лекция 15. Стрейн-анализ. Реконструкций тектонических деформаций	242
15.1. Особенности реконструкций и их значение.....	242
15.2. Деформация и стрейн	242

15.3. Природные индикаторы деформаций в земной коре: деформированные объекты разного масштаба	246
15.4. Деформация пачек слоев горных пород	253
Лекция 16. Структурные парагенезы обстановки сочетания горизонтального сжатия с горизонтальным сдвигом в горизонтальной плоскости	259
16.1. Структурный парагенез, характерный для обстановки сочетания горизонтального сжатия и горизонтального сдвига в горизонтальной плоскости в складчатых областях	259
16.2. Структурные парагенезы складчатости подводного оползания (Slump Folds)	266

ЧАСТЬ I. ТЕКТОНОФИЗИКА СПЛОШНОЙ (НЕСТРУКТУРИРОВАННОЙ) СРЕДЫ

Лекция 1. Деформация

1.1. Введение и структура курса

Курс состоит из двух блоков: лекции и семинары. Курс читает Фролова Наталья Сергеевна – ведущий научный сотрудник, кандидат геолого-минералогических наук.

Рабочий адрес: n.s.frolova@mail.ru.



Рис. 1.1. Студенты Фроловой Н.С. на геологической практике

Наталья Сергеевна Фролова работает в лаборатории тектонофизики и геотектоники, основанной Владимиром Владимировичем Белоусовым в 1953 году.

В.В. Белоусов занимался геофизикой и геотектоникой, рассматривал всю иерархию структур: от зерна до планеты. Он также написал учебник по структурной геологии. После его смерти лабораторию возглавил М.А. Гончаров.



Рис. 1.2. М.А. Гончаров (1933-2014)



Рис. 1.3. В.В. Белоусов (1907-1990)

Рабочий адрес лаборатории: <http://dynamo.geol.msu.ru/labs/tectonophysics/Main-page.htm>

На фотографии (рис. 1.4) показан рабочий процесс в лаборатории тектонофизики и геотектоники.



Рис. 1.4. Фролова Н.С. со студентами в лаборатории тектонофизики и геотектоники

Тектонофизика – тектоника с применением физики

В литературе множество определений понятия тектонофизики.

В википедии *тектонофизика* определяется как раздел геофизики, изучающий физические основы деформации геологических тел в литосфере и динамические геологические процессы. Данный раздел охватывает изучение как отдельных минералов, так и тектонических плит и процессов (сил и напряжений), происходящих в коре и мантии Земли, геодинамическую обстановку и структурные парагенезы. Однако тектонофизика не является разделом геофизики.

Тектонофизика является совокупностью двух предметов – тектоники и физики. Один из разделов физики – механика, включающая статику (равновесие сил), кинематику и динамику. Аналогично, и в тектонофизике выделяются эти 3 раздела:

1. Статика.

В этом разделе рассматривается современная структура земной коры: складки, разрывы и другие структурные формы, как результат некоторого процесса.

2. Кинематика.

В разделе кинематики рассматриваются процессы движения, произошедшие в земной коре в результате которых образовались складки и разрывы.

3. Динамика.

В разделе динамики изучаются действующие силы, вызывающие эти движения.

Таким образом, кинематика + динамика являются механизмом формирования. Знание механизма формирования структур того или иного типа подразумевает, что известны характер воздействия на определенный массив горных пород, последовательность образования элементов структуры, их взаимные геометрические и динамические соотношения.

Физики обычно изучают процесс, а геологи, в свою очередь, занимаются изучением результата процесса, т.е. решением обратной задачи.



Рис. 1.5. Сложная структура на Кольском полуострове. Фото Д.С. Зыкова

Рассмотрим пример (рис. 1.6), где показан сброс. Сброс – статический процесс. Такая структура могла образоваться разным способом (рис. 1.7).

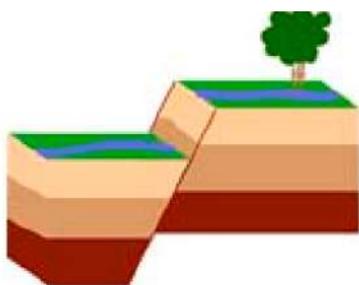


Рис. 1.6. Сброс

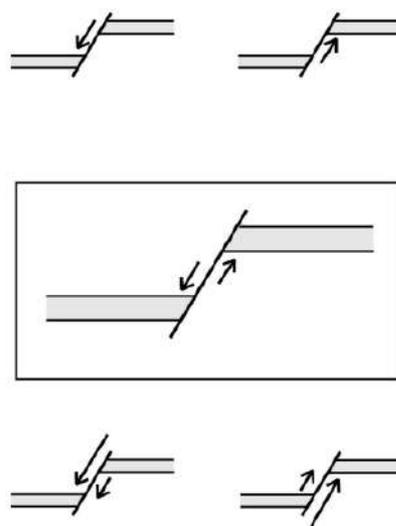


Рис. 1.7. Способы образования сброса – различное движение блоков

На рисунке 1.8 показан пример сброса в природе.



Рис. 1.8. Сброс

На рисунке 1.9 показана складка, образованная в результате горизонтального сжатия – это динамический процесс. Аналогичная структура могла образоваться в результате поднятия блока земной коры.

В тектонофизике только в определенных случаях говорят о величине напряжений. Как правило, ученые-тектонофизики могут судить об их ориентировке.



Рис. 1.9. Результат горизонтального сжатия в природе

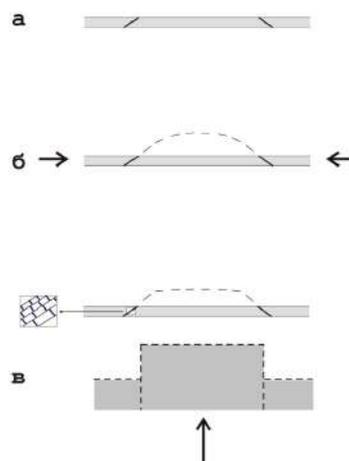


Рис. 1.10. Схема поднятия блока Земной коры

Кинематика и динамика – это механизм формирования.

Знание механизма формирования структур того или иного типа подразумевает, что известны характер воздействия на определенный массив горных пород, последовательность образования элементов структуры, их взаимные геометрические и динамические соотношения (по В.Г. Гутерману).

Замечание: физики обычно изучают процесс. Геологи же изучают результат процесса, т.е. решается обратная задача., что сильно усложняет исследование.

«Тектонофизика – учение о механизмах развития деформационных структурных элементов земной коры» (Гзовский, 1975).

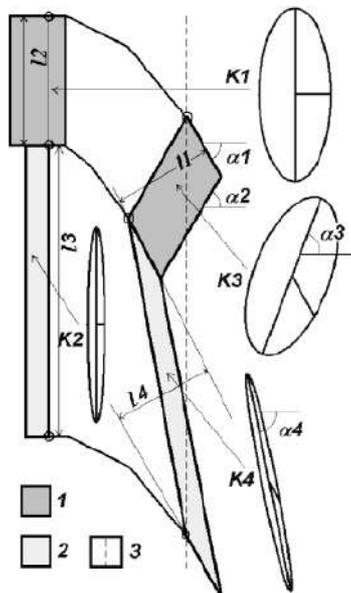


Рис. 1.11. Построения в тектонофизике (Яковлев, 1981)

Значение тектонофизики

Фундаментальное значение: до сих пор недостаточно изучены конкретные физические механизмы формирования тектонических объектов. Это ведет к тому, что в настоящее время, как и почти на всех этапах развития геотектоники, сосуществуют различные, часто взаимоисключающие взгляды на причины и особенности геотектонических процессов.

Практическое значение: если на основании ограниченного числа полевых наблюдений установлен тип структуры с известным механизмом формирования, то тем самым установлены и основные закономерности ее строения, напряженного и деформированного состояния. Это знание не освобождает от необходимости геолого-геофизических исследований конкретных структур, но позволяет получить нужную информацию при меньших затратах труда и средств. (Гутерман, 1987)

На основании теоретических представлений тектонофизики вырабатываются методики или методы структурного анализа, который крайне необходим для целей прогноза локализации рудных тел и месторождений полезных ископаемых, в том числе путей миграции и ловушек нефти и газа.

В последнее время лавинообразно нарастает количество данных, полученных в результате сейсморазведки. Их грамотная интерпретация невозможна без знания о механизмах образования тектонических структур, т.е. без тектонофизики.

Знание о структурах, развивающихся в настоящее время, позволяет предсказывать размещение очагов землетрясений, или участков медленных, но существенных смещений, что необходимо учитывать при строительстве атомных и гидроэлектростанций, трубопроводов, тоннелей и других крупных сооружений.

Методы тектонофизики

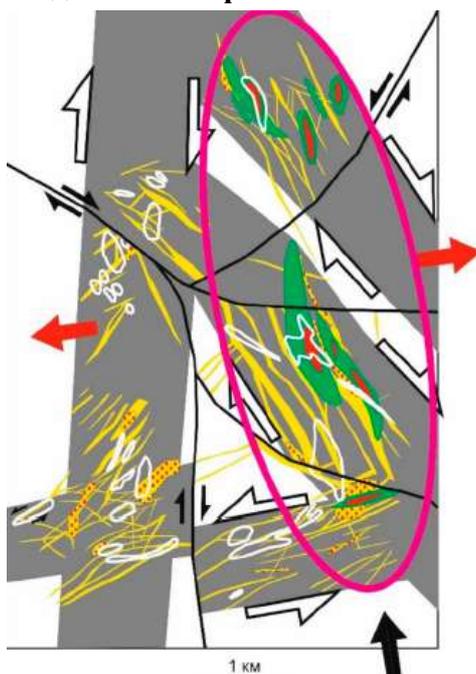


Рис. 1.12. Изучение сколов в тектонофизике



Рис. 1.13. Студенты на практике.
Полевые наблюдения

Методы тектонофизики разделяются на:

- теорию;
- практику.

Под теорией понимается механика сплошной среды и механика среды со структурой. Практика – это эксперименты в лаборатории и полевые наблюдения. На основании полевых наблюдений нельзя построить теорию.



Рис. 1.14. Методы тектонофизики

Структура курса

Настоящий курс предполагает:

- лекции с решением задач;

- самостоятельная работа с заданиями;
- текущая проверка;
- зачет перед экзаменом;
- экзамен.

Ниже представлена литература (рис. 1.15), необходимая при изучении курса:

- «Введение в тектонофизику», авторы: Гончаров М. А., Талицкий В. Г., Фролова Н. С.
- «Основы структурного анализа», автор: Кирмасов А.Б.
- «Structural Geology», Haakon Rossen.

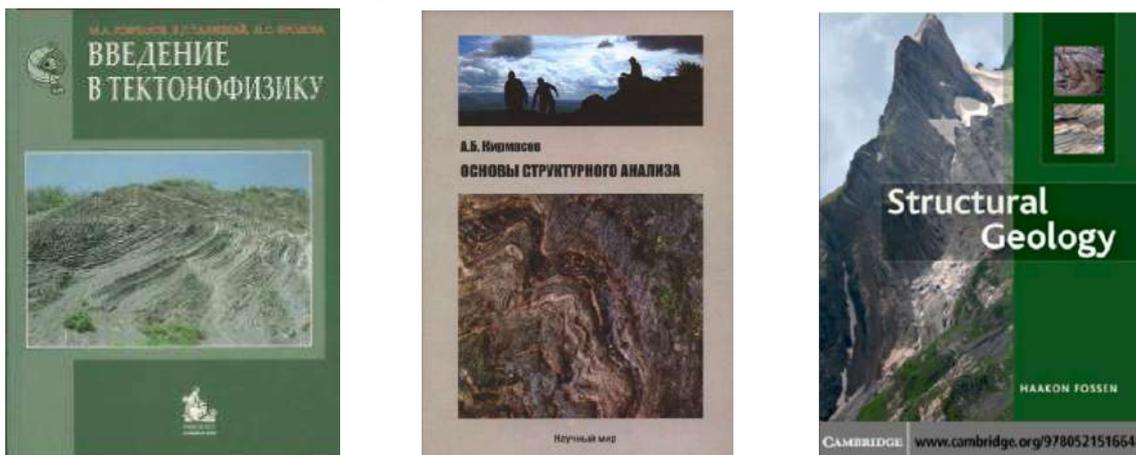


Рис. 1.15. Литература

1.2. Основы механики деформации и разрушения твердых тел

Представление о земной коре как механически неоднородной среде

Главное свойство геологической среды – это ее неоднородность. Земная кора состоит из тел разного ранга и «поведения». Например, это:

- фундамент и чехол;
- тектонические блоки и разделяющие их зоны разломов;
- толщи разного состава и строения;
- слои разного состава;
- породы, состоящие из разных минералов;
- дефекты в кристаллических решетках минералов.

В физике хорошо разработана лишь механика сплошной среды, однородной и изотропной. Эту механику лишь ограниченно можно приложить к тектонофизику.

Результат деформации зависит от типа напряженного состояния и свойств среды: характер неоднородности и поведение (деформационные свойства).

На деформационные свойства геологической среды влияет множество факторов:

- длительность процесса;
- литостатическое давление;
- температура;
- давление флюида и т.д.

Деформация (с точки зрения механики сплошной среды)

Переход какого-то объема пород из недеформированного в конечное деформированное состояние можно описать с помощью сложных построений, в которых можно выделить:

- трансляцию (перемещение);
- жесткое вращение;
- собственно деформацию (strain).

В горных породах можно идентифицировать собственно деформацию, или *strain*. Таким образом, следует различать деформацию в широком смысле (*deformation*) и в узком (*strain*).

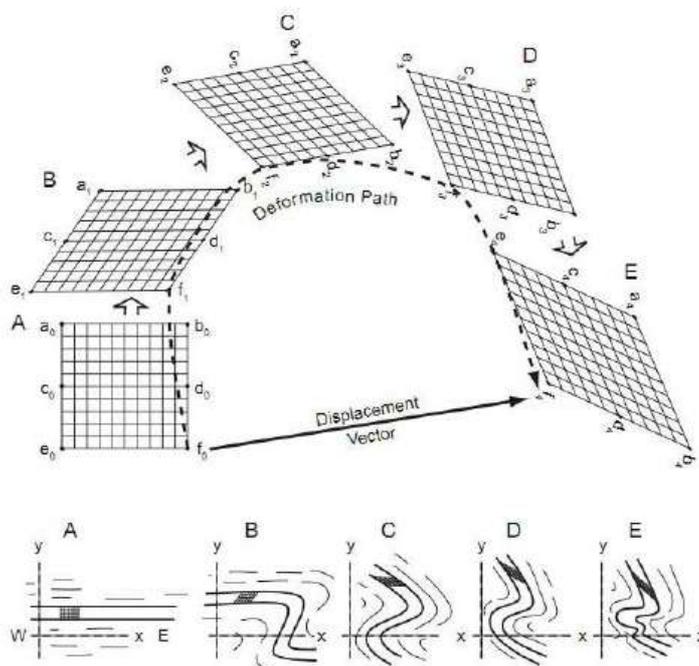


Рис. 1.16. Деформация некоторого пласта (перемещение, вращение и деформация)

Измерение деформации

Вращение – может быть описано положением оси вращения и направлением, и углом поворота относительно этой оси;

Трансляция – может быть описана вектором, длина и направление которого отражают величину перемещения и его направленность;

Собственно деформация (стрейн) определяется изменением расстояния между материальными точками

Дисторсия механическая – изменение взаимного расположения материальных точек среды (тела), вызванное внешним воздействием или внутренними силами
дилатация изменение объема тела.

Деформацией тела называется изменение его формы и (или) объема, происходящее под воздействием приложенных к телу внешних сил.

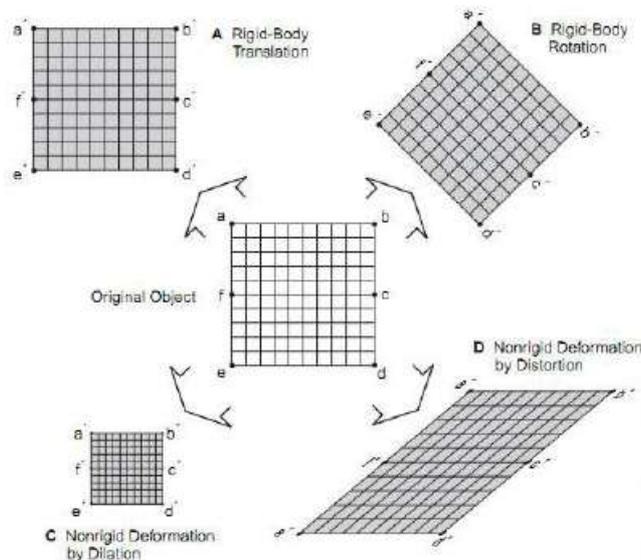


Рис. 1.17. Измерение деформации

Деформации бывают малые и большие, однородные и неоднородные.

Тектоническим деформациям свойственна неоднородность. Это объясняется тем, что даже в однородной среде неоднородная деформация энергетически «выгоднее», чем однородная. К тому же тектонические деформации происходят, как правило, в неоднородной среде. Однако в ней можно выделить элементарные объемы, в которых деформация квазиоднородна.



Рис. 1.18. Деформированный объем породы – оолиты

Понятие о плоской, или двумерной, деформации

В рамках курса будут рассматривать либо плоская, либо двумерная деформация. Виды плоской однородной деформации:

- удлинение – укорочение (чистый сдвиг);
- простой сдвиг.

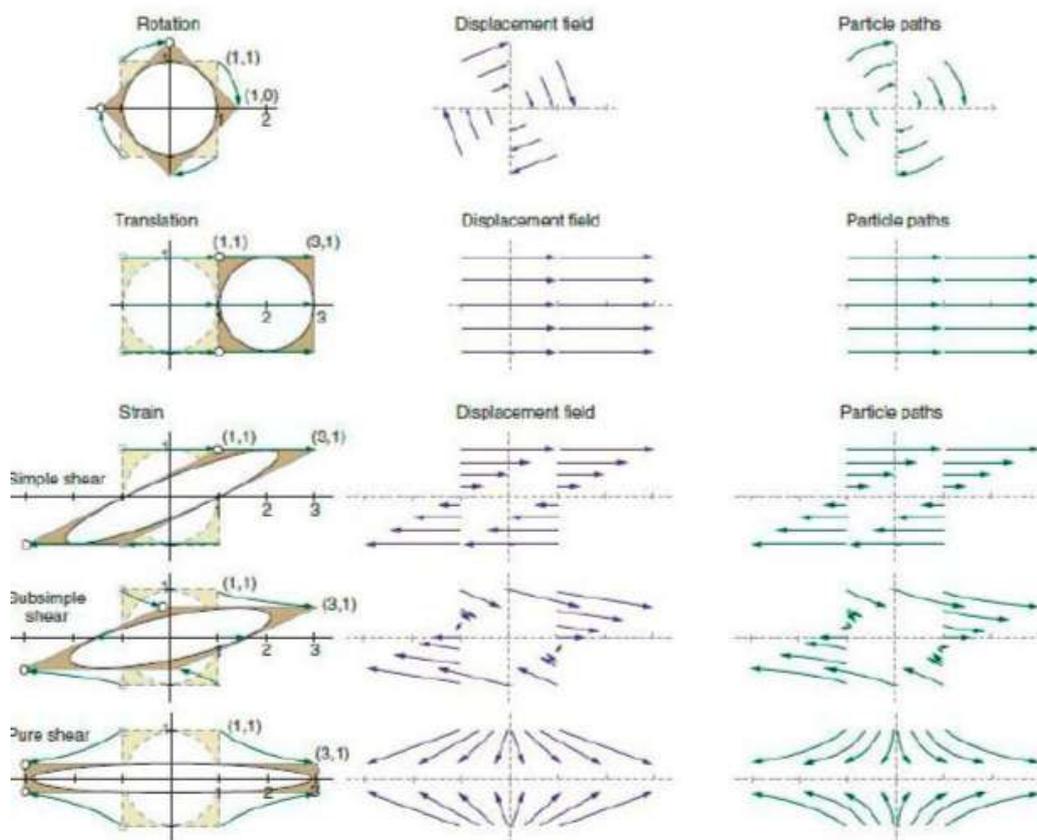


Рис. 1.19. Поле перемещений и путь материальных частиц для жесткого перемещения, вращения и стрейна. Показаны разные типы деформации

Только плоскую деформацию удлинения-укорочения можно называть чистым сдвигом.

Размерность и единицы измерения деформации

Деформацию измеряют двумя путями: процентной мерой и кратной.

Увеличение длины принято обозначать положительным числом процентов, а уменьшение длины – отрицательным.

Процентная мера

$$\varepsilon = \frac{l - l_0}{l_0} = \frac{\Delta l}{l_0}$$

Например, если $\Delta l/l = 0.3$, то это 30%.

Кратная мера – отношение конечной длины к начальной:

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

Задача

Посчитать величину деформации отрезка (рис. 1.20).

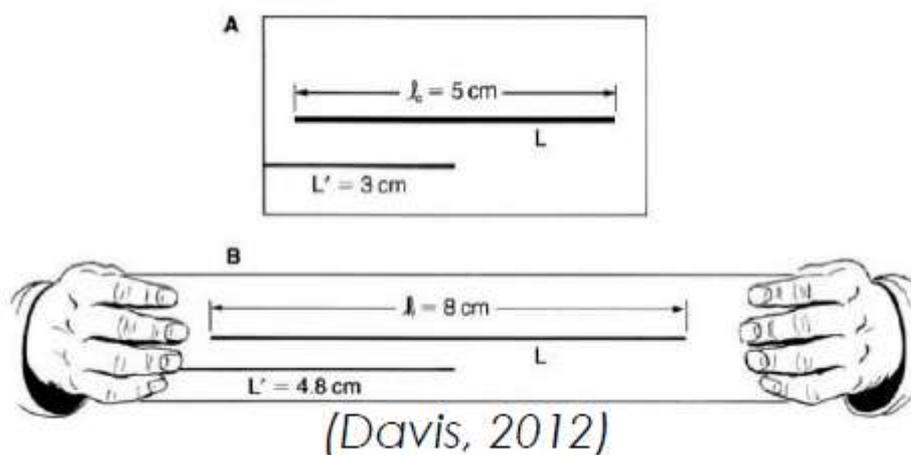


Рис. 1.20. Мера измерения деформации

Ответ: 60%, 0.6

Задача

Выведите зависимость между k_1 и k_3 .

Рассмотрите квадрат со стороной, равной 1. Найдите его площадь.

При деформации укорочения-удлинения квадрат превратится в прямоугольник.

Чему будут равны его стороны после деформации? Какова его площадь?

Примите во внимание, что площадь фигур сохраняется.

Удлинение обозначают символом k_1 , а укорочение символом k_3

Зависимость между k_1 и k_3

Например, если тело удлинилось в полтора раза ($k_1 = 1,5$), то оно укоротилось тоже в полтора раза ($k_3 = 0,67$)

Если индекс не указан, то по умолчанию подразумевается коэффициент удлинения $k_1 \cdot k_3 = 1$, $k_3 = 1/k_1$.

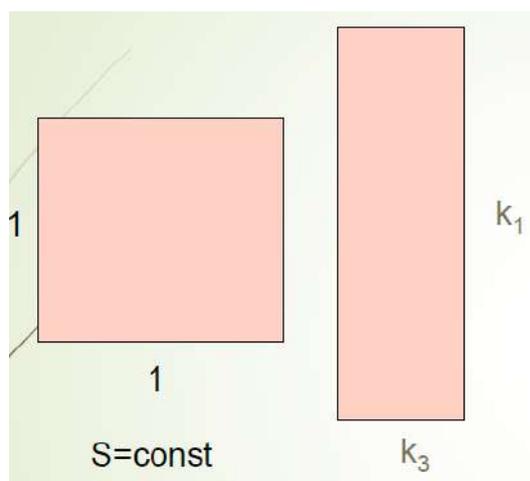


Рис. 1.21. Рисунок к пояснению

Задача 1.

Определить величину относительного удлинения по растянутому белемниту (в «кратной» и процентной мере).

Комментарий: воспользоваться определением удлинения.

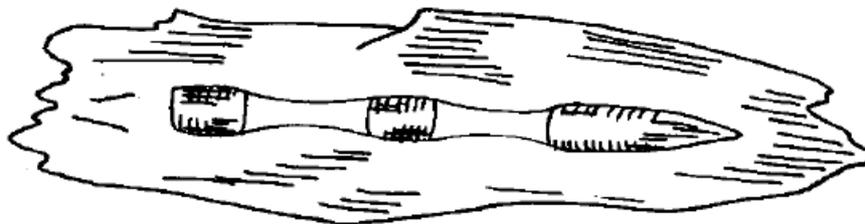


Рис. 1.22. Рисунок к задаче 1

Обратите внимание, насколько отличаются k и ε .

Задача 1а.

Вывести зависимость между k и ε .

Чтобы вывести эту зависимость, надо воспользоваться определением удлинения в «кратной» и «процентной» мере. Зависимость между k и ε

Решение произвести по формулам:

Процентная мера:

$$\varepsilon = \frac{l - l_0}{l_0} = \frac{\Delta l}{l_0}$$
$$k = \varepsilon + 1$$

Кратная мера:

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

Главные оси деформации. Эллипс и эллипсоид деформации

Плоская деформация.

Впишем в квадрат круг – он превратится при деформации в эллипс. Длинная и короткая оси эллипса – *главные оси деформации*, в направлении которых происходят максимальное удлинение и максимальное укорочение. А все другие материальные так называемые «волокна» – диаметры круга – изменяются в промежуточной степени.

Трехмерная деформация.

Представим себе недеформированное тело в виде шара. При деформации шар превратится в трехосный эллипсоид. Представление об эллипсоиде деформаций введено Г. Беккером в 1893 г.

О знаках.

Удлинение считается положительной деформацией (+), а укорочение – отрицательной (-).

Но тогда можно написать: $\varepsilon_1 > \varepsilon_2 > \varepsilon_3$; $\varepsilon_1 > 0$; $\varepsilon_3 < 0$.

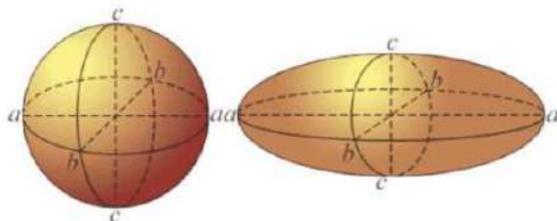


Рис. 1.23. Трехмерная деформация

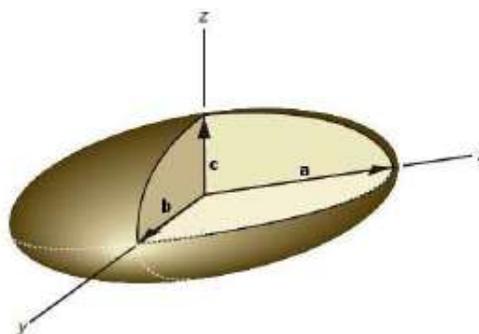


Рис. 1.24. Трехосный эллипсоид

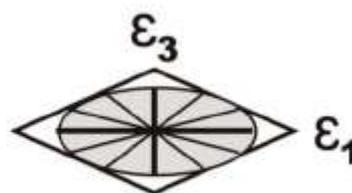
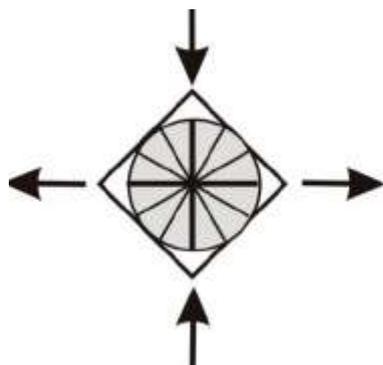


Рис. 1.25. Плоская деформация. Главные оси деформации

Малые и большие деформации

Выделяют малые и большие деформации.

В случае *малой* деформации:

$$S = (1 - \alpha) \times (1 + \beta) = 1 - \alpha + \beta - \alpha\beta = S_0 = 1,$$

где α и β – бесконечно малые величины удлинения по вертикали и укорочения по горизонтали.

Поэтому их произведение является бесконечно малой величиной более высокого порядка, и им можно пренебречь. В результате получаем:

$$\alpha = -\beta.$$

Теперь применим последовательно «процентную» и «кратную» меры деформации:

1. В случае *малой* деформации:

а) Удлинение на 1% соответствует укорочению тоже на 1%. Деформация выражается одним числом. Это удобно.

б) Удлинение в 1,01 раза соответствует укорочению в 0,99 раза. Деформацию приходится выражать двумя числами. Это неудобно.

2. В случае *большой* деформации:

а) Удлинение в 2 раза соответствует укорочению тоже в 2 раза. Одно число, удобно.
б) +100% и -50%. Два числа, неудобно.

Задача 2. Слой испытал удлинение вдоль слоистости в 1,2 раза. Найти его удлинение в процентной мере.

Задача 3. Белемнит в результате деформации удлинился на 50%. Какова его деформация в кратной мере?

1.3. Однородные и неоднородные деформации геологических тел Деформация элементарного объема. Понятие о поле деформаций

Различаются однородные и неоднородные поля деформаций, или более просто и привычно, но не вполне точно, однородные и неоднородные деформации.

В случае однородной деформации прямые линии или плоскости остаются прямыми, а параллельные сохраняют свою параллельность.

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

На рисунке 1.26 каждый квадрат рассматривается как элементарный объем.

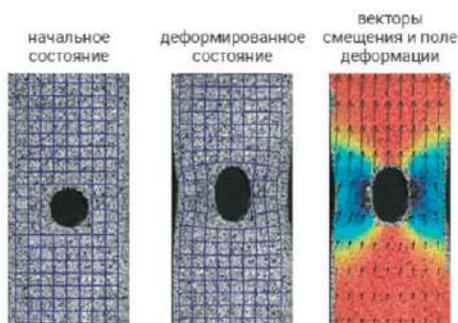


Рис. 1.26. Деформация элементарного объема. Поле деформаций

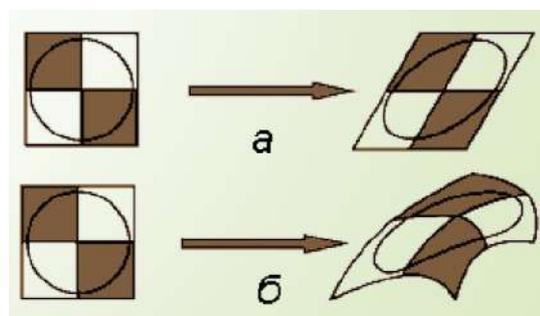


Рис. 1.27. Однородная (а) и неоднородная (б) деформации

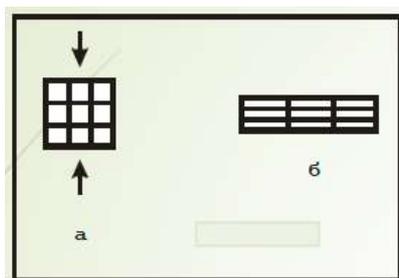


Рис. 1.28. Удлинение-укорочение (чистый сдвиг)

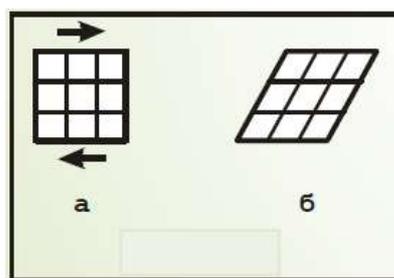


Рис. 1.29. Простой сдвиг

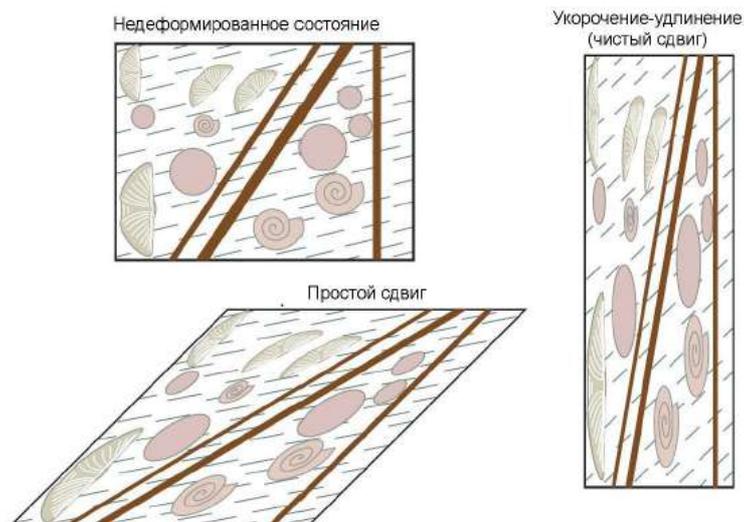


Рис. 1.30. Однородная деформация в некотором объеме горной породы с окаменелостями и дайкой

Неоднородные деформации: кручение и изгиб (рис. 1.31, рис. 1.32).

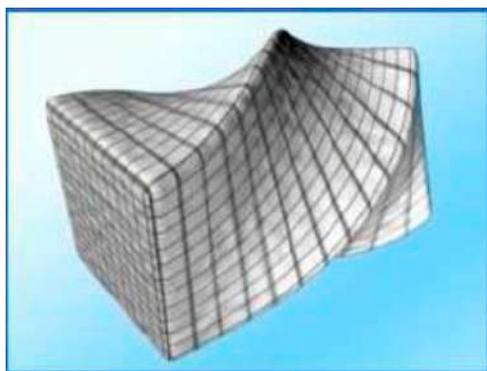


Рис. 1.31. Кручение

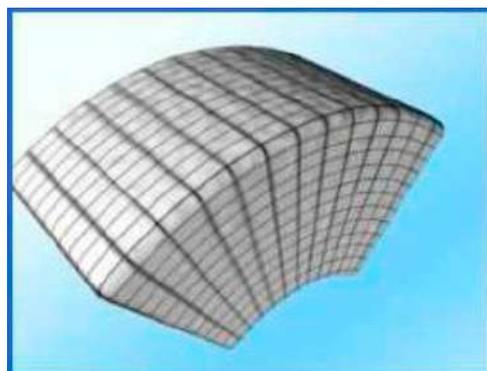


Рис. 1.32. Изгиб

Скорость деформации

Скорость деформации:

$$\varepsilon' = \frac{d\varepsilon}{dt}$$

Единица измерения: s^{-1} .

Деформация укорочения-удлинения

В самом названии этой деформации содержится представление о том, что происходит с телом, испытывающим такую деформацию. Добавим, что деформация укорочения-удлинения – это однородная деформация, в результате которой куб превращается в параллелепипед.

В случае плоской деформации квадрат превращается в прямоугольник (когда оси деформации параллельны сторонам квадрата) или в ромб (когда оси деформации параллельны диагоналям квадрата). При этом не меняется объем деформируемого тела. Такая деформация называется чистым сдвигом.

Оси напряжений и деформаций всегда совпадают, т. е. это деформация – соосная.

В результате деформации укорочения-удлинения меняется длина всех отрезков, а также их ориентировка (не меняют своей ориентировки только отрезки, параллельные главным осям деформации), расстояние между параллельными прямыми.

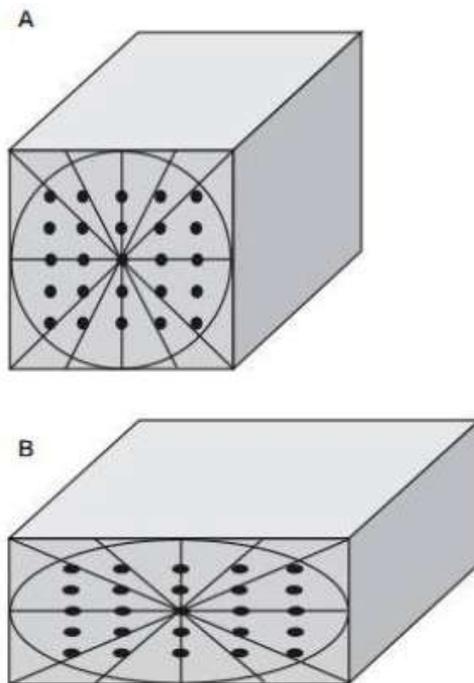


Рис. 1.33. Деформация удлинения – укорочения

Плоская деформация укорочения – удлинения (чистый сдвиг)

В случае такой деформации круг превращается в эллипс. Подчеркнем, что оси напряжений и деформаций всегда совпадают, т. е. это деформация — соосная.

Обратите внимание на вращение отрезков внутри тела. Это вращение так и называется – внутренним.

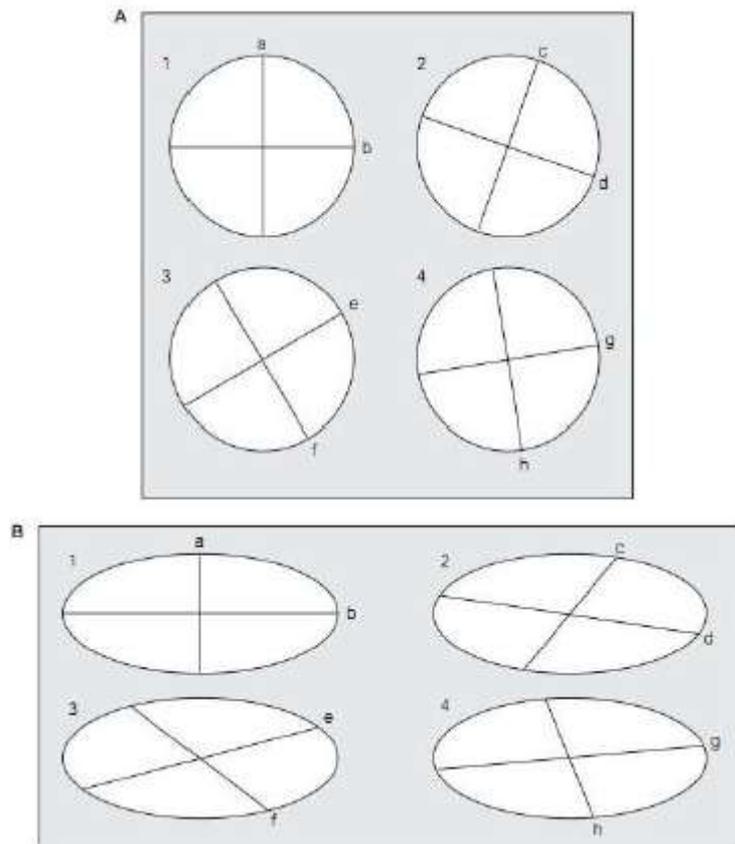


Рис. 1.34. Плоская деформация укорочения-удлинения

Задача 4

Тело в результате плоской деформации без изменения объема укоротилось на 25%.
Насколько оно удлинилось (в процентах)?

Лекция 2. Деформация укорочения-удлинения. Деформация простого сдвига

2.1. Деформация укорочения – удлинения

Для решения задач, связанных с деформацией удлинения-укорочения, потребуются некоторые формулы.

Коэффициент удлинения k_1 определяется как отношение длинного радиуса эллипса деформации к длине диаметра первоначального круга: $k = a/d$ (1). Коэффициент укорочения k_3 определяется как отношение короткого радиуса эллипса деформации к длине диаметра первоначального круга $k_3 = c/d$. При отсутствии нижнего индекса будем под k подразумевать коэффициент удлинения.

Если мы имеем эллипс деформации (например, деформированное включение, которое раньше было круглым), то легко определить первоначальный диаметр круга и коэффициент деформации. Для этого надо иметь ввиду, что площадь круга равна площади эллипса (мы рассматриваем случай, когда объем тел при деформации не меняется).

$$\frac{1}{4\pi d^2} = \frac{1}{4\pi ac},$$

отсюда

$$d = \sqrt{ac}.$$

Подставив в выражение

$$k = \frac{a}{d}$$

в предыдущую формулу, получим

$$k = \sqrt{\frac{a}{c}}$$

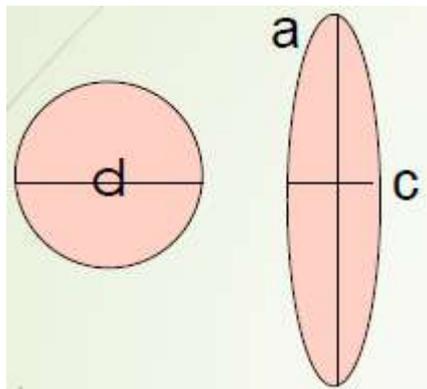


Рис. 2.1. Иллюстрация к определению коэффициента удлинения

Задача 5

Деформированный оолит в известняках имеет форму эллипса с длинной осью $a=2,7$ см и короткой осью $c=1,8$ см.

Найти: k .

Задача 6

Дано: круг, испытывающий прогрессивную деформацию укорочения-удлинения.
Покажите секторы, в которых радиусы этого круга всегда будут испытывать лишь удлинение. Проиллюстрируйте это графически.

Задача 7

Дано: эллипс прогрессивной деформации удлинения-укорочения.
Показать секторы, в которых радиусы в ходе деформации удлинились и секторы, в которых радиусы в ходе деформации укоротились.

Деформация включений с вязкостью, отличающейся от вязкости матрикса

Ранее говорилось о деформации округлых включений, которые ничем не отличаются от окружающей среды, т.е. имеют такую же вязкость. Но в природе вязкость включений обычно отличается от вязкости среды, или матрикса. Абсолютного значения вязкости каких-либо объемов пород во время деформации мы знать не можем, поэтому говорят обычно об относительной вязкости η_i/η_m , где η_i – вязкость включения, а η_m – вязкость матрикса. Как известно, удлинение тел при деформации зависит от их вязкости. Если включение помещено в матрикс с другой вязкостью, то имеет место следующее соотношение:

$$\frac{\ln k_m}{\ln k_i} = \frac{\eta_i}{\eta_m}$$

где $\ln k$ – это так называемое логарифмическое удлинение.

Задача 8

Дано: эллипс деформации включения, вязкость которого в три раза меньше вязкости матрикса. Оси эллипса: $a=10$ см, $c=2,5$ см.

Построить эллипс деформации матрикса в том же масштабе.

При деформации укорочения-удлинения изменяются углы и длины отрезков.

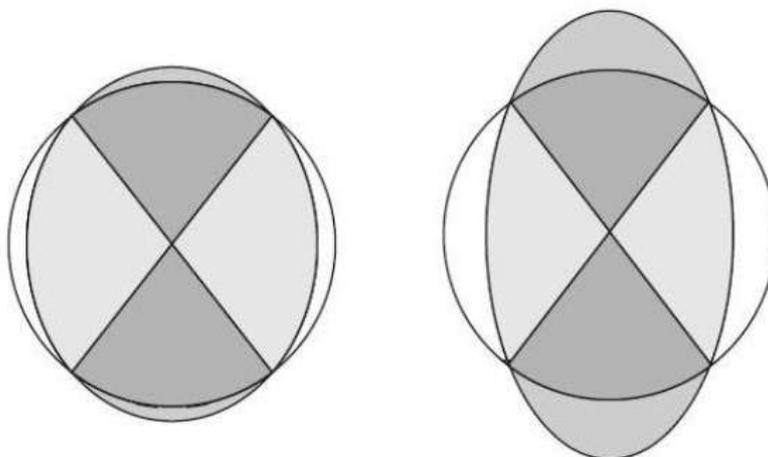


Рис. 2.2. Изменение углов и длин отрезков при деформации укорочения-удлинения

Вывод формул, позволяющих находить длины и углы отрезков, испытавших деформацию укорочения-удлинения

На рисунке показан отрезок длиной l_0 , располагающийся под углом α_0 к оси укорочения. Объем испытал плоскую деформацию, с коэффициентом деформации k .

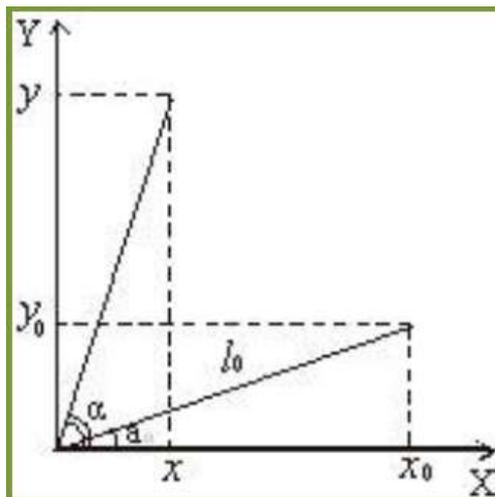


Рис. 2.3. Схематическое представление деформации удлинения-укорочения

Из рисунка видно, что

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{y}{x},$$

Но $y = ky_0$, а $x = \frac{x_0}{k}$.

Следовательно,

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{ky_0}{x_0}.$$

Учитывая, что

$$\frac{y_0}{x_0} = \operatorname{tg} \alpha_0$$

получим

$$\operatorname{tg} \alpha = k^2 \operatorname{tg} \alpha_0.$$

Эту же формулу, переписав ее в следующем виде:

$$k = \sqrt{\frac{\operatorname{tg} \alpha}{\operatorname{tg} \alpha_0}},$$

Можно использовать для решения обратных задач.

Теперь найдем новую длину отрезка l_0 .

$$l = \frac{y}{\sin \alpha}.$$

Но $y = ky_0$, в свою очередь $y_0 = l_0 \sin \alpha_0$

После подстановки получаем

$$l = kl_0 \frac{\sin \alpha_0}{\cos \alpha_0}.$$

В случае если неизвестно k , можно совместно него в формулу подставить другое его значение.

Выразим также

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{\sin \alpha}{\cos \alpha}$$

$$\operatorname{tg} \alpha_0 = \frac{\sin \alpha_0}{\cos \alpha_0}$$

Тогда

$$k = \sqrt{\frac{\sin \alpha \cos \alpha_0}{\cos \alpha \sin \alpha_0}}$$

Получаем

$$l = l_0 \sqrt{\frac{\sin \alpha \cos \alpha_0 \sin \alpha_0}{\cos \alpha \sin \alpha_0 \cos \alpha_0}} = l_0 \sqrt{\frac{\cos \alpha_0 \sin \alpha_0}{\cos \alpha \sin \alpha}}$$

Учитывая, что

$$\sin \alpha_0 \cos \alpha_0 = \frac{1}{2} \sin 2\alpha_0$$

а

$$\cos \alpha \sin \alpha = \frac{1}{2} \sin 2\alpha$$

Получим следующее выражение

$$l = l_0 \sqrt{\frac{\sin 2\alpha_0}{\sin 2\alpha}}$$

Задача 9

Фрагмент слоя, наклоненный под углом 45° к горизонту, и имеющий длину 4 м, испытал деформацию укорочения-удлинения с горизонтальной осью сжатия. $k=2$.

Найти его длину и угол наклона после деформации

Решение: воспользуемся формулой

$$\operatorname{tg} \alpha = k^2 \operatorname{tg} \alpha_0,$$

а затем формулой

$$l = k l_0 \frac{\sin \alpha_0}{\cos \alpha_0}.$$

Решите эту задачу также графически (в масштабе 1:100)

Задача 10

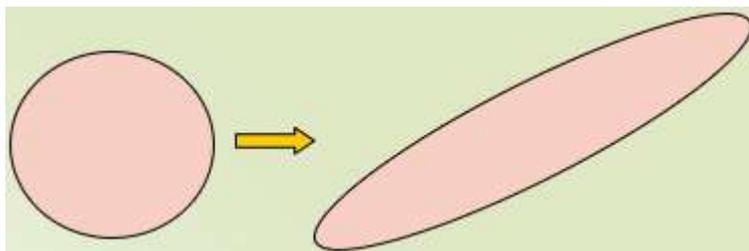


Рис. 2.4. Иллюстрация к задаче 10

2.2. Деформация простого сдвига

Деформация чистого сдвига

Квадрат превращается в прямоугольник

Удлинение:

- *процентная мера* $\varepsilon = (l - l_0) / l_0$ (обычно приводится в процентах)
- *кратная мера* $k = l / l_0$ (в литературе также часто обозначается как λ),
 (k – это максимальное удлинение, совпадающее по ориентировке с длинной осью эллипса деформации).

Часто употребляются: *логарифмическое удлинение* $\ln k$ и *квадратичное удлинение*

$$k^2 = R = \frac{a}{c}$$

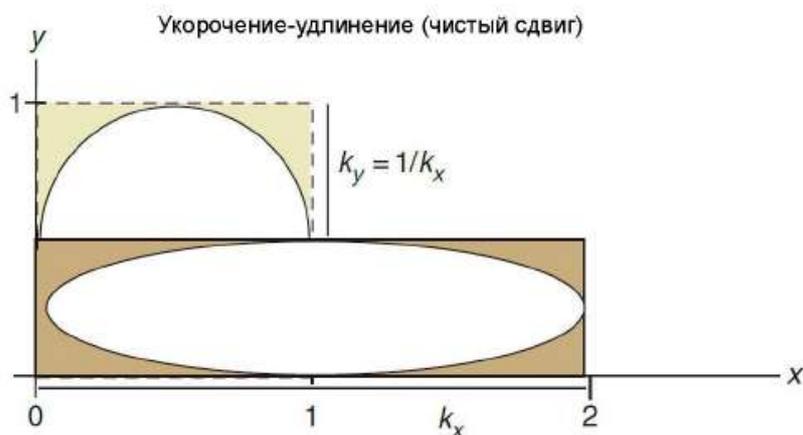


Рис. 2.5. Деформация чистого сдвига

Деформация простого сдвига

Квадрат превращается в параллелограмм.

Основание этого параллелограмма и его высота остаются равными сторонам первичного квадрата. Длинная ось эллипса деформации не совпадает с длинной диагональю параллелограмма.

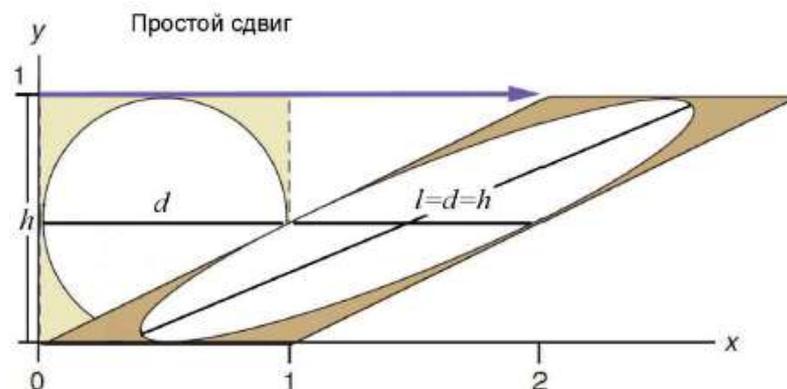


Рис. 2.5. Деформация простого сдвига

По определению, все точки тела, испытывающего деформацию простого сдвига, движутся параллельно одной прямой, или направлению сдвига, и проходят путь, прямо пропорциональный расстоянию от этой прямой.

Из определения простого сдвига следует, что в теле, испытывающем деформацию такого сдвига, существуют инвариантные линии.

Это все линии, параллельные направлению сдвига. Их длина в процессе деформации не меняется, а все точки, лежащие на этих линиях, в процессе деформации проходят один и тот же путь. Из этого можно сделать также вывод, что максимальный диаметр эллипса деформации, параллельный направлению сдвига, равен диаметру первоначальной окружности и высоте параллелограмма.

Численные характеристики деформации простого сдвига:

1. Угол сдвига δ (мера деформации прямого угла). Угол отсчитывается от перпендикуляра к направлению сдвига. Другими словами, это разница между первоначальным прямым углом и острым углом параллелограмма, после деформации.
2. Величина сдвига $\gamma = S/h = \tan \delta$.
3. Коэффициент деформации $k = a/d$.
4. Угол наклона длинной оси эллипса деформации α_k . Угол отсчитывается от перпендикуляра к направлению сдвига.

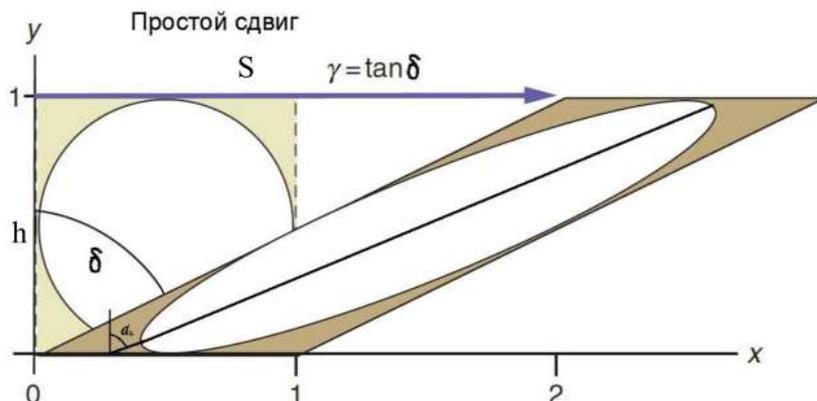


Рис. 2.6. Деформация простого сдвига

Эволюция стрейна при прогрессивной деформации простого и чистого сдвига

Деформация простого сдвига, в отличие от чистого, является несоосной.

Здесь оси напряжений не совпадают по ориентировке с осями прогрессивной деформации. Оси напряжений в процессе деформации не меняют своей ориентировки, а оси деформации (здесь – оси эллипса деформации) все время поворачиваются.

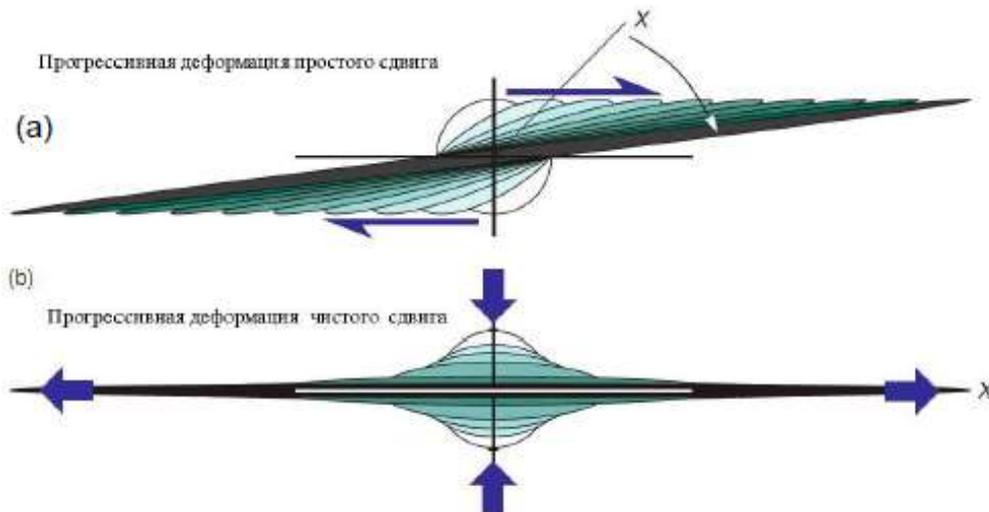


Рис. 2.7. Деформация простого сдвига и чистого сдвига

Ось эллипса малых приращений деформации простого сдвига (X) ориентирована под углом 45° к направлению сдвига.

При конечной (большой) деформации ось эллипса деформаций поворачивается и в пределе стремится к плоскости сдвига.

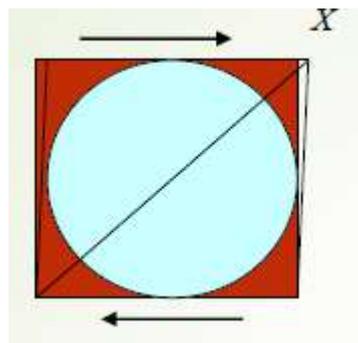


Рис. 2.8. Деформация квадрата простым сдвигом

Деформация простого сдвига, которой подвергается круг и три пары ортогональных отрезков (1-6).

В отличие от чистого сдвига, в котором длинная и короткая оси эллипса деформации все время представляют собой одни и те же материальные волокна и лишь меняют свою длину, при простом сдвиге это разные волокна.

Иными словами, контур эллипса, представляющий собой геометрическое место материальных точек первоначального круга, в процессе деформации уподобляется гусенице трактора.

При простом сдвиге происходит сочетание собственно деформации и «внешнего» вращения.

При чистом сдвиге происходит лишь «внутреннее» вращение.

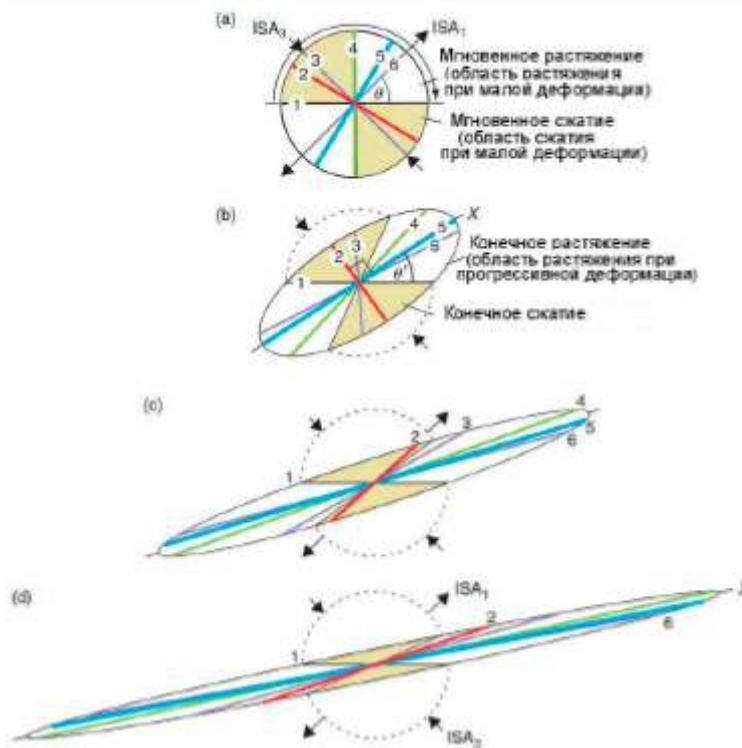


Рис. 2.9. Внутреннее вращение

Стрелки позволяют увидеть вращение отрезков – это постоянная ориентировка осей напряжений.

Лекция 3. Деформация простого сдвига. Напряженное состояние сплошной среды

3.1. Деформация простого сдвига

Для бесконечно малой деформации общий тензор деформации можно разделить на изотропную и девиаторную части.

Изотропная часть тензора деформации называется средней нормальной деформацией и представляет собой чистую дилатацию (изменение объема).

Девиаторная часть – это чисто (в смысле – только – НФ) сдвиговая деформация, деформация без изменения объема.

Любая невращательная деформация называется *чистой деформацией*.

Состояние деформации, когда одна из главных деформаций равна нулю, называется плоской деформацией. Важное значение имеют два типа плоской деформации.

Первый тип плоской деформации – чистый сдвиг – это девиаторная деформация (т.е. такая, в которой $\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3 = 0$).

Другими словами, чистый сдвиг – это плоская деформация без изменения объема (на это указывает слово «сдвиг») и без вращения (на это указывает слово «чистый»).

Второй тип плоской деформации – простой сдвиг. Отличается от чистого сдвига только присутствием жесткого вращения (в плоскости деформации).

Задача 11

Дайка долеритов (рис. 3.1) (3) скрыта под более молодыми отложениями (4) к северу от зоны широтного правостороннего сдвига (2).

В этой зоне первичные вулканиты (1), содержащие сферические пузырьки, приобрели упорядоченную текстуру (включения превратились в эллипсы, длинная ось которых ориентирована под углом, близким к 45°).

Найти продолжение этой дайки к северу от зоны сдвига.

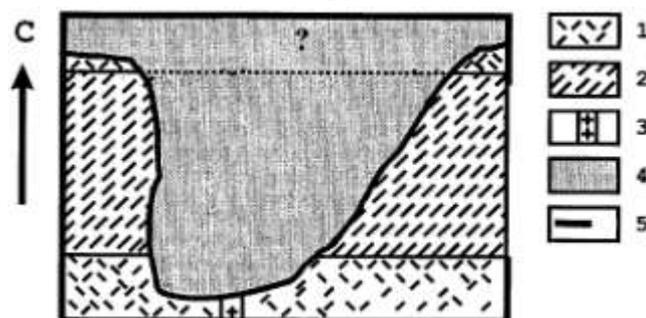


Рис. 3.1. Рисунок к задаче 11

Простейшие количественные расчеты для деформации простого сдвига

Деформация простого сдвига приводит к изменению ориентировки и длины отрезков.

Примем отрезок АВ равным единице, тогда $\operatorname{tg} \alpha = BC'$, но $BC' = BC + CC'$, в свою очередь, $BC = \operatorname{tg} \alpha_0$, $CC' = BB'$ (по определению), где $BB' = \operatorname{tg} \delta$. Таким образом, получаем:

$$\operatorname{tg} \alpha = \operatorname{tg} \alpha_0 + \operatorname{tg} \delta.$$

Теперь посмотрим, как меняется длина отрезков $l = \frac{AB}{\cos \alpha}$, где $AB = l_0 \cos \alpha_0$.

Таким образом,

$$l = l_0 \frac{\cos \alpha_0}{\cos \alpha}.$$

Для мощности слоя можно вывести аналогичную формулу

$$h = h_0 \frac{\cos \alpha}{\cos \alpha_0}.$$

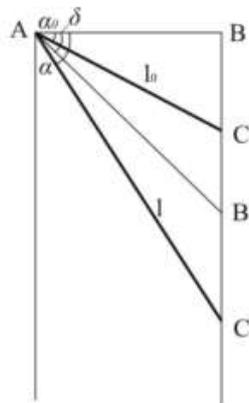


Рис. 3.2. Схематическое представление деформации простого сдвига (движение вдоль вертикальных осей)

Еще три формулы, вывод которых достаточно сложен:

$$\operatorname{tg} 2\alpha_k = -\frac{2}{\operatorname{tg} \delta},$$

Откуда

$$2\alpha_k = 180 - \operatorname{arctg} \frac{2}{\operatorname{tg} \delta}$$

$$k = \operatorname{tg} \alpha_k$$

$$\gamma = \operatorname{tg} \delta = k - \frac{1}{k}$$

Все параметры связаны между собой.

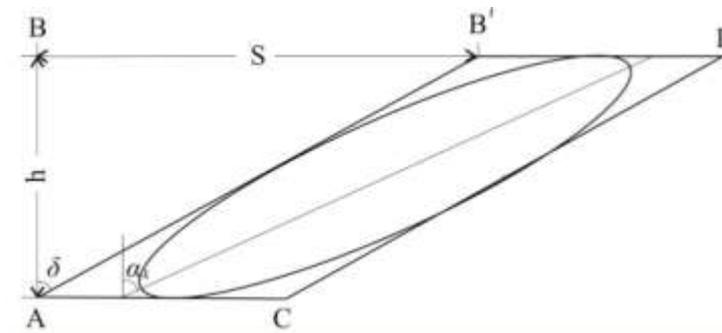


Рис. 3.3. Параметры деформации

Задача 12

Дано: $\alpha_0 = -30^\circ$, $l_0 = 4$ см, $\delta = 60^\circ$. Осуществляется деформация простого сдвига.

Найти: α , l (решение в графическом виде).

Примечание: угол α является отрицательным, если он отсчитывается от оси координат против часовой стрелки.

Задача 13

Дано: осуществляется деформация простого сдвига, отрезок АВ располагается под углом 70° к его направлению. После деформации угол между отрезком и направлением сдвига стал равен 30° .

Найти: величину сдвига γ . Решить задачу графически и с помощью формул.

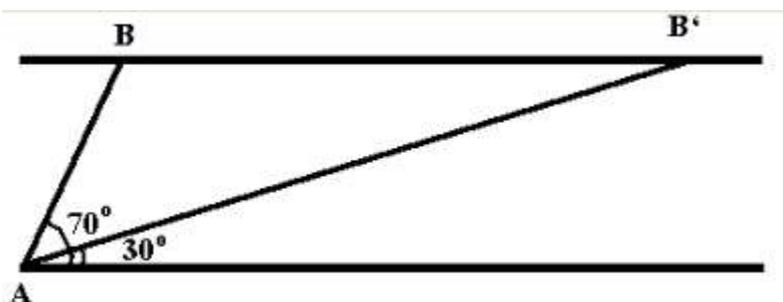


Рис. 3.4. Иллюстрация к задаче 13

Задача 14

Дано: отрезок в зоне простого левого сдвига ориентирован под углом 75° к его направлению. Длина отрезка 5 см

Найти: длину и ориентировку отрезка после деформации сдвига ($g=1,7$).

Задачу необходимо решить графически, с помощью формул.

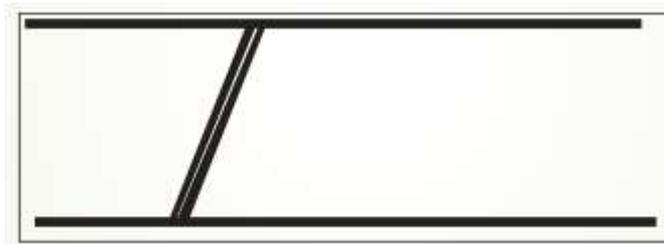


Рис. 3.5. Иллюстрация к задаче 14

Задача 15

Дано: эллипс, возникший из круга в результате деформации **простого** сдвига.

Найти: направление сдвига (*оно не горизонтально! Это надо посчитать*), величину сдвига g , коэффициент удлинения эллипса деформации k .

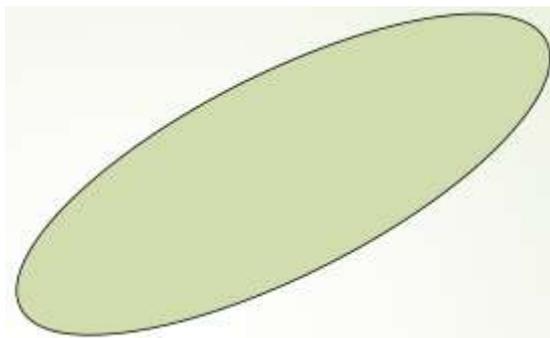


Рис. 3.6. Иллюстрация к задаче 15

Вращение жестких тел в зоне простого сдвига

Жесткое тело (т.е. тело с очень большой вязкостью) практически не деформируется, но в зоне сдвига оно будет вращаться.

Примеры такого вращения нередко можно встретить в природе

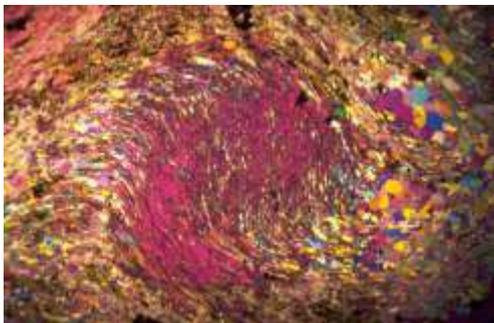


Рис. 3.7. Порфиробласты граната

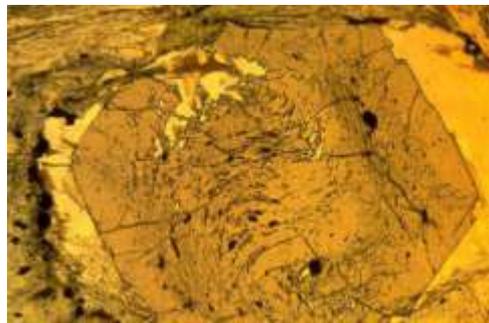


Рис. 3.8. Порфиробласты граната

Задание: определите направление сдвига (правый или левый).

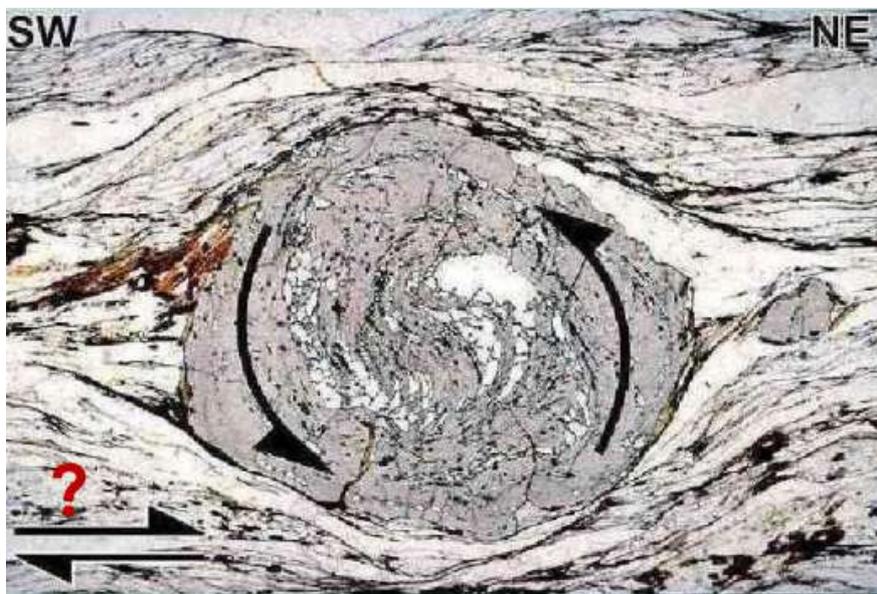


Рис. 3.9. Синтектоническое вращение гранатового порфиробласта в метапелитах

Вычисление величины сдвига, если мы знаем угол поворота включения.

На рисунке 3.10 показана схема, где жесткое включение представляет собой, например, псевдоморфозу марказита по аммониту. Справа оно изображено схематично 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 включения и находящаяся в точке A , перемещается в точку C . Частица, находящаяся также в точке A , но вне включения, в процессе деформации сдвига перемещается в точку B , при этом дуга $AC = AB = x$. По определению, величина сдвига $\gamma = x/AD = x/d$, где $AD = d$ (d — диаметр круга).

Так как $x/\pi d = \alpha/2\pi$, то $x/d = \gamma = \alpha/2$ (πd — длина окружности; α выражена здесь в радианах).

Примечание: в окружности (360°) — 2π радиан, значит в 1° — $0,017453$ радиана.

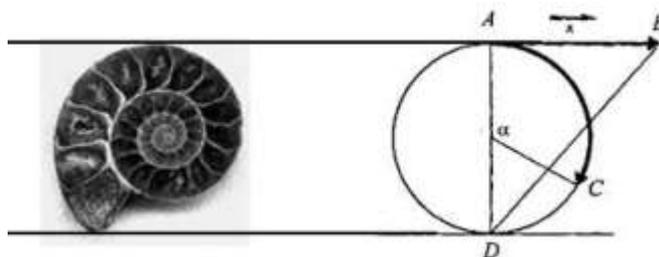


Рис. 3.10. Псевдоморфоза марказита по аммониту (слева) и ее схематическое изображение (справа)

Задача 16

Дано: в зоне правого простого сдвига находятся жесткое включение, представляющее собой псевдоморфозу марказита по аммониту; его вязкость на несколько порядков выше, чем вязкость матрикса.

Изобразите результат деформации при $\gamma = 1,57$

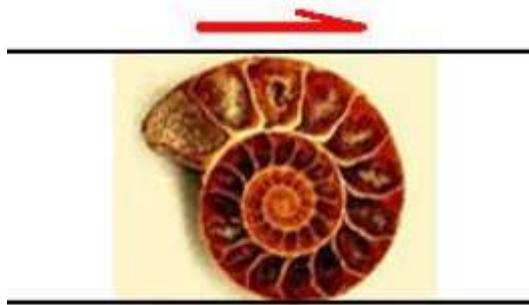


Рис. 3.11. Псевдоморфоза марказита по аммониту

Определение величины сдвига по структурам снежного кома

Вращение жестких включений одновременно с их ростом приводит к формированию *структуры снежного кома*, особенно часто наблюдаемой в гранатах. По этим структурам нетрудно определить направление сдвига, а также судить о его величине.

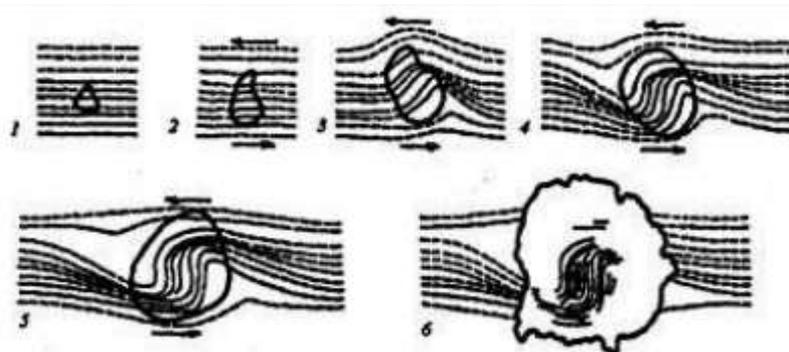


Рис. 3.12. Формирование структуры снежного кома

Формирование структуры снежного кома: вместе с вращением зерна происходит поворот захватываемых при росте зерна удлиненных элементов матрикса. На периферии зерна угол поворота будет минимальным, в центре – максимальным. Образуется структура двойной спирали

Угол поворота порфиробласта

На практике в случае спиральных включений измеряют угол α между ориентировкой включений в центре порфиробласта и ориентировкой сланцеватости матрикса вне зоны влияния порфиробласта.

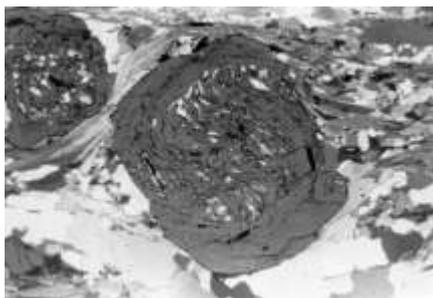


Рис. 3.13. Пример угла поворота порфиробласта в природе

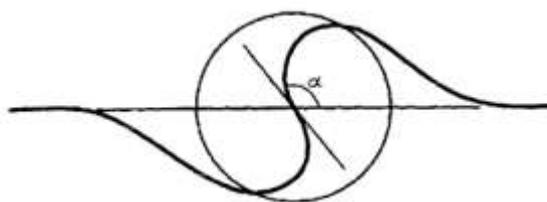


Рис. 3.14. Схематическое представление угла поворота порфиробласта

Задача 17

Дано: зерно граната со структурой снежного кома.

Определить направление сдвига, угол, на который повернулось зерно, и величину сдвига.



Рис. 3.15. Рисунок к заданию 17

3.2. Напряженное состояние среды

Напряжение

Напряжение – это нечто производное от силы. Напомню из физики главные характеристики силы. Сила регулируется тремя законами Ньютона:

1. Без воздействия силы – покой или инерция (равномерное прямолинейное движение).
2. При воздействии силы – ускорение: $F = ma$.
3. Взаимодействие двух тел. Реакция опоры. Равнодействующая сила равна 0. Поступательного движения нет. Но это не значит, что в теле ничего не происходит.

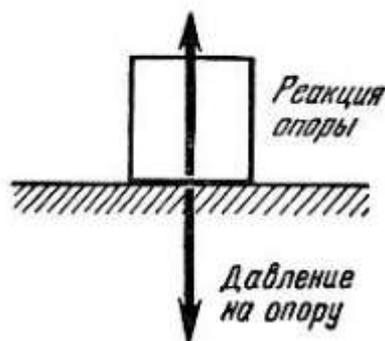


Рис. 3.16. Воздействие силы

«Почему мы не проваливаемся сквозь пол?» (Дж. Гордон)

Итак, основной закон механики Ньютона гласит: действие равно противодействию по величине и противоположно ему по направлению. Это означает, что каждая сила должна быть сбалансирована точно такой же по величине силой противоположного направления. При этом природа сил не имеет никакого значения.

Предположим, человек стоит на полу, его вес 56 кг. Следовательно, его подошвы давят на пол с силой 56 кг, которая направлена вниз; это дело его ступней. В то же самое время пол должен давить на его подошвы с той же силой 56 кг, направленной вверх; эта сила исходит от пола.

В законе Ньютона совсем не обязательно сила связана лишь с каким-либо неподвижным грузом. Природа внешних сил может быть самой разной.

Вес груза возникает из-за гравитационного воздействия Земли на массу груза (земное притяжение); в случае торможения движущейся нагрузки (будь то твердое тело, жидкость или газ) возникающие силы таковы, что вызывают необходимое замедление движущейся массы (второй закон Ньютона).

Кажется понятно, как груз давит на пол, но рассмотрим пол давит на груз. Конструкционные материалы пассивны, так что они не "устают" в обычном смысле этого слова. Прежде чем начать сопротивляться внешним нагрузкам, в них должны возникнуть какие-то смещения, то есть, чтобы оказать какое-либо сопротивление, они должны в большей или меньшей степени поддаться нагрузке. Под смещением мы понимаем не перемещение тела как целого, без изменения его формы, а именно геометрические искажения самого тела, то есть тело в целом или отдельные его части становятся короче

или длиннее вследствие растяжения или сжатия внутри самого тела (т.е. тело деформируется).

Смещения, будь они малыми или большими, создают силы сопротивления. Эти силы определяют жесткость твердого тела, его способность сопротивляться внешним нагрузкам. Другими словами, в твердом теле возникают именно такие смещения, которые как раз достаточны, чтобы уравновесить приложенные внешние нагрузки. Это происходит совершенно автоматически.

В любом теле атомы химически связаны между собой (рис. 3.17). Эти связи условно можно представить в виде пружинок.

Когда твердое тело полностью свободно от механических нагрузок (что бывает, строго говоря, очень редко), химические связи, или пружины в нашей модели, находятся в нейтральном положении (а).

Любая попытка сблизить атомы (это мы называем сжатием) или оттянуть их друг от друга (что обычно называется растяжением) сопровождается небольшим укорочением (в) или удлинением (б) межатомных пружин во всем объеме материала.

Тот факт, что расстояние между атомами действительно изменяется под нагрузкой, был многократно проверен путем постановки самых различных экспериментов. В этих экспериментах наблюдались изменения межатомных расстояний примерно до 1%.

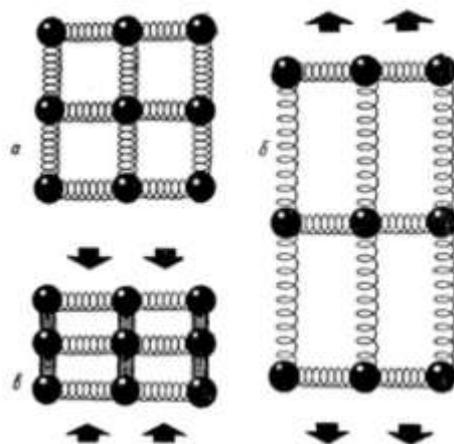


Рис. 3.17. Химические связи в атомах

Когда мы говорили о силах, то имели в виду полные величины сил, действующих на тело. Такой силой мог быть любой груз. Когда мы говорили о смещении под нагрузкой, то имели в виду полные смещения независимо от размеров объекта, будь он большим или малым. Однако все это не позволяет нам сравнивать большой объект под большой нагрузкой с малым объектом под меньшей нагрузкой.

Нужные нам величины называются напряжением и деформацией.

«Механическое напряжение – это мера внутренних сил, возникающих при деформации материала» (Физический энциклопедический словарь).

Напряжение – это нагрузка, отнесенная к единице площади, то есть

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

Величина напряжения измеряется в паскалях. Паскаль – давление, вызываемое силой в 1 Н (ньютон), равномерно распределенной по поверхности площадью 1 м². Напряжение и давление – это одно и то же. Растягивающее напряжение считается положительным, сжимающее – отрицательным.

Один ньютон – это такая сила, которая меняет скорость тела массой в 1 кг на 1 м/с за каждую секунду.

Лекция 4. Напряженное состояние сплошной среды

4.1. Напряжение

Напряжение

«Механическое напряжение – это мера внутренних сил, возникающих при деформации материала» (Физический энциклопедический словарь).

Напряжение – это нагрузка, отнесенная к единице площади, то есть

$$\sigma = F/S.$$

Величина напряжения измеряется в паскалях. Паскаль – давление, вызываемое силой в 1 Н (ньютон), равномерно распределенной по поверхности площадью 1 м². Напряжение и давление – это одно и то же.

Растягивающее напряжение считается положительным, сжимающее – отрицательным.

Задача 18

Найти нормальное напряжение

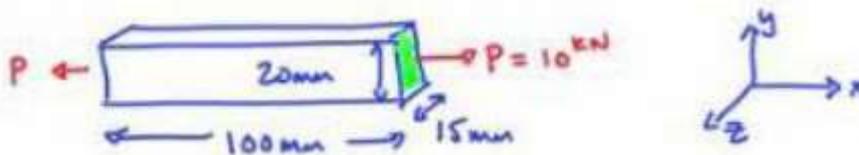


Рис. 4.1. Иллюстрация к задаче 18

Касательные напряжения

Стержень можно рассечь и наклонной плоскостью. Внутренние силы на месте разреза будут иметь в общем случае не только нормальную составляющую, но и касательную, направленную вдоль плоскости разреза.

Такое касательное напряжение обозначают τ .

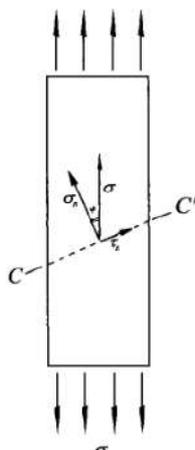


Рис. 4.2. Внутренние силы, действующие на площадку стержня

Одноосное напряженное состояние

Одноосное напряженное состояние предполагает, что существует длинный стержень (рис. 4.3), который растягивается или сжимается. В данном случае считаем, что присутствует только растяжение, а сжатие отсутствует.

На косой площадке S действует напряжение, равное:

$$\sigma_s = \frac{F}{S_\varphi} = \sigma \cos \varphi.$$

Учтем, что

$$S_\varphi = \frac{S_0}{\cos \varphi},$$

Тогда

$$\sigma_s = \frac{F}{S_0}$$

Но

$$\frac{F}{S_0} = \sigma$$

Напряжение в косом (по отношению к направлению действующей силы) сечении тела:

Нормальное напряжение в косом сечении тела:

$$\sigma_\varphi = \sigma_s \cos \varphi = \sigma \cos^2 \varphi$$

Касательное напряжение в косом сечении тела:

$$\tau_\varphi = \sigma_s \sin \varphi = \sigma \sin \varphi \cos \varphi = \left(\frac{\sigma}{2}\right) \sin 2\varphi$$

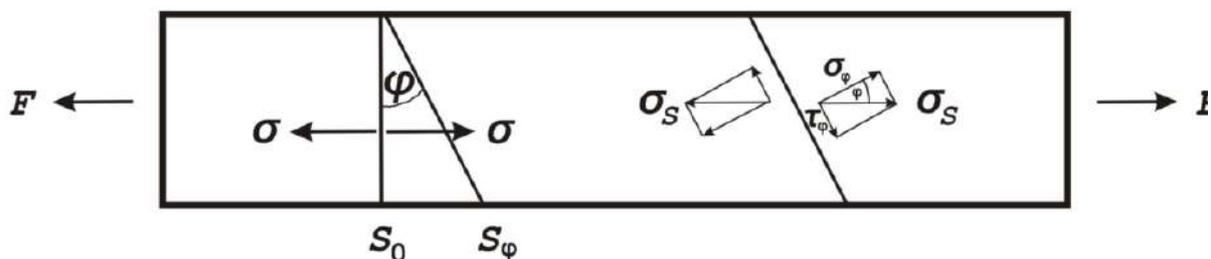


Рис. 4.3. Длинный стержень, испытывающий одноосное напряженное состояние

Из формул следует, что в сечениях, наклоненных к оси под углом $\pm 45^\circ$, действуют касательные напряжения, величина которых максимальна.

Задача 19

Рассмотрим блок некоторого материала в виде параллелепипеда с длиной l_0 и площадью сечения A_0 . Равные и противоположно направленные силы величиной F приложены вдоль оси u .

Показанная на фигуре плоскость наклонена под углом θ к оси u .

Задание: найдите выражение для нормального напряжения σ_n и касательного напряжения σ_s через F , A_0 , θ , а также через σ , θ .

Изобразим эту задачу на плоскости и выведем те же соотношения, что и в предыдущем примере. Обратите внимание, что угол θ здесь является дополнительным по отношению к углу φ в предыдущем примере.

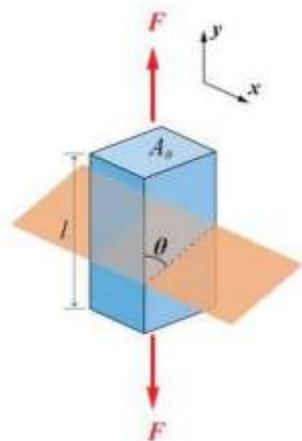


Рис. 4.4. Блок материала в задаче 19

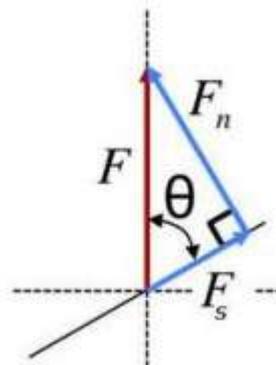


Рис. 4.5. Схематическое изображение на плоскости

Задача 20

Растягивающийся цилиндрический образец имеет первоначальный диаметр и длину $d_0 = 5$ мм и $l_0 = 400$ мм, соответственно.

Он подвергается нагрузке в осевом направлении с силой $F = 1200$ Н. Длина образца после его растяжения 402 мм. Предполагая, что материал линейно упругий, вычислите величину напряжения и величину деформации.

Напряжение

К разно ориентированным площадкам приложены разные напряжения. В этом напряжения отличаются от сил.

Сила приложена к точке, которая не имеет ориентировки.

Напряжение приложено к единичной площадке с определенной ориентировкой. В физике существуют скалярные и векторные величины.

Скаляр – это только сама величина, поэтому он выражается только одним числом; пример – температура.

Вектор (например, сила) – это не только сама величина, но и ее направление, поэтому вектор на плоскости выражен двумя числами.

Напряжение – это не только сама величина, и не только ее направление, но и направление единичной площадки, к которой напряжение приложено, поэтому на плоскости напряжение выражено тремя числами.

Такие величины называются *тензорами*.

Двухосное напряженное состояние

Сила (F_3) приложена также к длинной стороне бруска.

Вертикальное поперечное сечение бруса (S_1), как и прежде, окажется под воздействием нормального напряжения $\sigma_1 = F_1 / S_1$.

В горизонтальном продольном сечении с площадью S_3 будет действовать нормальное напряжение $\sigma_3 = F_3 / S_3$.

Если мы 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:

$$\sigma_\varphi = \sigma \cos^2 \varphi$$

$$\tau_\varphi = \left(\frac{\sigma}{2}\right) \sin 2\varphi$$

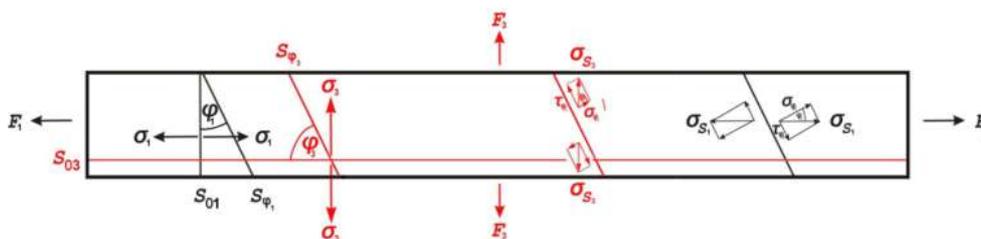


Рис. 4.6. Схематическое изображение сил, действующих на брусок

Для двухосного напряженного состояния τ_{max} действует в сечении, образующем угол 45° со сторонами бруса, т.е. с направлением сил F_1 и F_3 , независимо от соотношения величины этих сил (см. формулу).

Из этой же формулы следует, что при $\varphi = 0^\circ$ и $\varphi = 90^\circ$ касательное напряжение τ в соответствующем сечении, перпендикулярном направлению F_1 и F_3 , равно нулю.

Нормальные напряжения σ_φ , приложенные к сечениям, перпендикулярным направлению F_1 и F_3 и параллельные направлению сил F_1 и F_3 , по формулам, приведенным выше, равны, соответственно, σ_1 и σ_3 .

$$\sigma_\varphi = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \tau_{max} \cdot \cos 2\varphi;$$

$$\tau_\varphi = \tau_{max} \cdot \sin 2\varphi;$$

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

Рассмотрим случай, когда $\sigma_1 = \sigma_3$.

При этом в формуле $\tau_{max} = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}$ $\tau_{max} = 0$, что влечет за собой $\sigma_\varphi = \sigma_1 = \sigma_3$ 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 напряжений.

Диаграмма Мора

Формулы наглядно изображаются с помощью так называемой диаграммы Мора.

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_σ напряжения находятся как, соответственно, абсцисса и ордината конца радиуса-вектора, проведенного под углом 2φ к оси абсцисс.

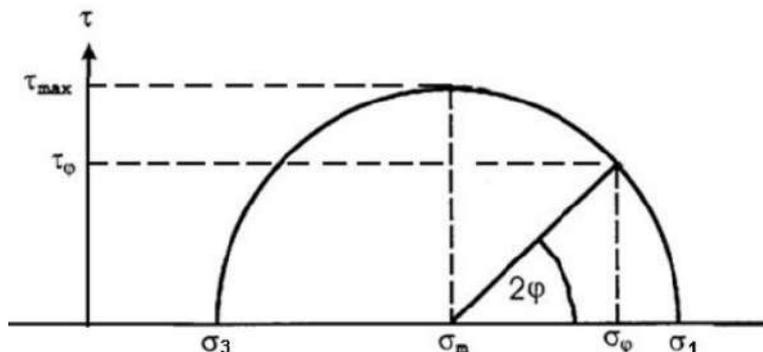


Рис. 4.7. Круг Мора для ситуации, когда все напряжения – сжимающие

Задача 21

Дано: тело находится в двухосном напряженном состоянии. $\sigma_1 = -26$ МПа, $\sigma_3 = -74$ МПа.

Найти: величину нормальных и касательных напряжений на площадке, ориентированной под углом 30° к оси σ_3 .

Решить задачу

(а) с помощью формул;

(б) с помощью диаграммы Мора.

Трехосное напряженное состояние

В общем случае в земной коре действует сочетание трех одноосных напряженных состояний.

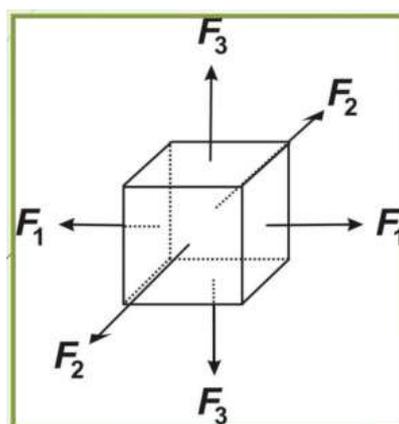


Рис. 4.8. Сочетание трех одноосных напряженных состояний

И в этом случае плоскость максимальных касательных напряжений ориентирована под углом 45° к осям максимального и минимального нормальных напряжений, а само максимальное касательное напряжение таково:

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

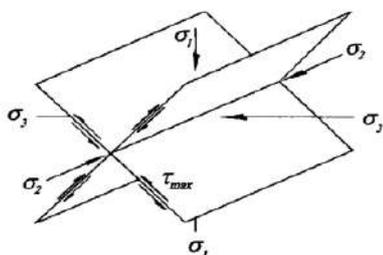


Рис. 4.9. Плоскости максимальных касательных напряжений

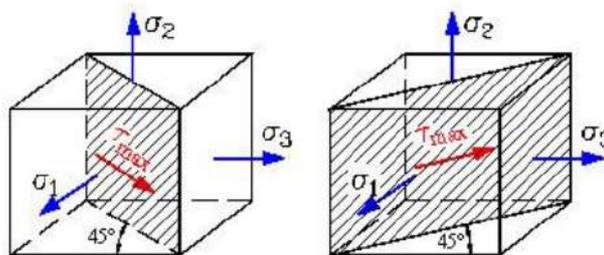


Рис. 4.10. Плоскости максимальных касательных напряжений

Главные оси напряжений

Для напряженного состояния возможны 2 случая:

1. На всех разно ориентированных площадках, проходящих через точку тела, действует одно и то же и только нормальное сжимающее напряжение, при отсутствии касательного напряжения. Это – *равномерное всестороннее сжатие* (например, под поверхностью воды).
2. Если же это не так, то на подавляющем большинстве площадок, помимо нормального, действует также и касательное

В общем случае напряженное состояние в любой точке можно описать с помощью шести величин – нормальными напряжениями σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{zz} и касательными напряжениями τ_{xy} , τ_{xz} , τ_{yz} (действует закон парности касательных напряжений $\tau_{xy} = \tau_{yx}$ и т.д.).

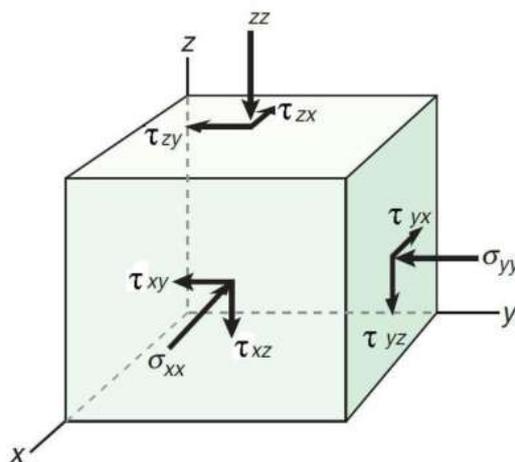


Рис. 4.11. Напряженное состояние в точке

Еще раз рассмотрим случай, когда на всех разно ориентированных площадках, проходящих через точку тела, действуют разные нормальные сжимающие напряжения. Тогда на подавляющем большинстве площадок, помимо нормального, действует также и касательное напряжение.

Но всегда найдутся 3 (и только 3!) взаимно перпендикулярные площадки, на которых отсутствуют касательные напряжения, а действуют только нормальные.

Нормали к этим 3 площадкам – *главные оси напряжений*. А сами напряжения, действующие по нормали к этим площадкам – главные нормальные напряжения.

Правило знаков – как для деформации: растяжение «+», сжатие «-».

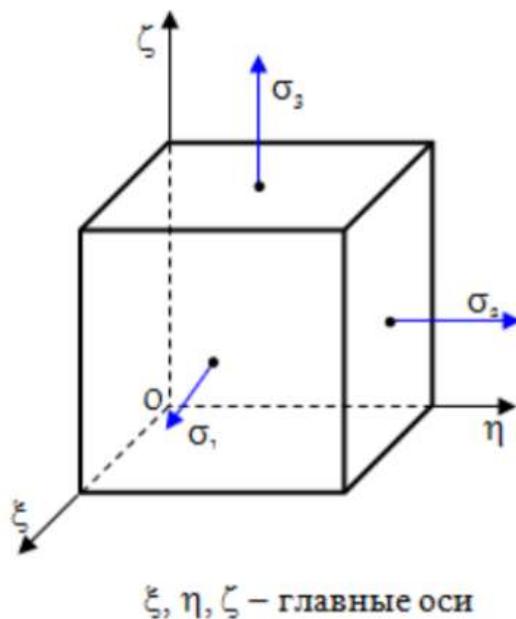


Рис. 4.12. Главные оси напряжений

Эллипсоид напряжений

Геометрическое представление о напряженном состоянии дает эллипсоид напряжений, три полуоси которого ориентированы вдоль главных напряжений и равны им.

Представление о главных осях напряжений лежит в основе понимания того, что какой бы сложной системой сил не вызывалось это напряженное состояние, оно всегда может быть сведено к нормальным напряжениям сжатия и растяжения, действующих по взаимно перпендикулярным осям.

Напряженное состояние, когда главные оси напряжений равны ($\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$), а касательные напряжения отсутствуют, определяется сферой; напряжение в любом направлении будет главным. Это случай *равномерного всестороннего сжатия или растяжения*.



Рис. 4.13. Сфера, как изображение напряженного состояния, когда главные оси напряжений равны, а касательные напряжения отсутствуют

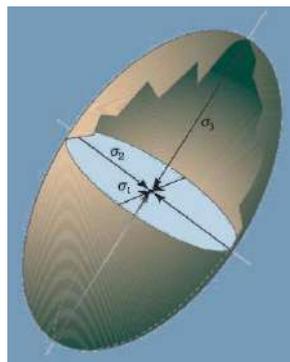


Рис. 4.14. Эллипсоид напряжения

4.2. Общее напряжение как сочетание равномерного всестороннего сжатия и девиаторного напряжения

Общее напряжение можно разложить на два компонента: напряжение равномерного всестороннего сжатия (σ_m) и девиаторное напряжение (σ').

Компонента равномерного всестороннего сжатия в теле при трехосном напряженном состоянии (давление):

$$\sigma_m = \frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3}$$

σ_m – это то напряжение, которое ответственно за уменьшение объема, без изменения формы тела.

Вычтем теперь из общего напряжения напряжение равномерного всестороннего сжатия: $\sigma'_1 = \sigma_1 - \sigma_m$; $\sigma'_2 = \sigma_2 - \sigma_m$; $\sigma'_3 = \sigma_3 - \sigma_m$.

Это компонента девиаторного напряжения в теле при трехосном напряженном состоянии.

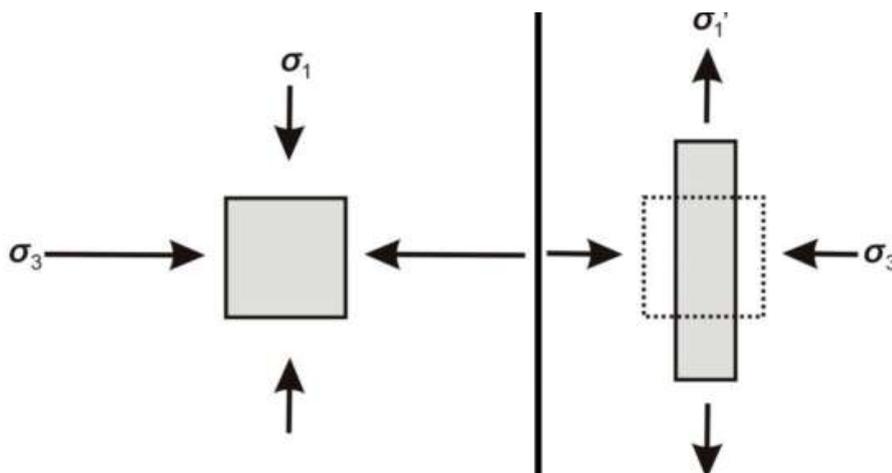


Рис. 4.15. Девиаторное напряжение

Этот «остаток» – девиаторное напряжение - ответственно за изменение формы тела, т.е. за деформацию.

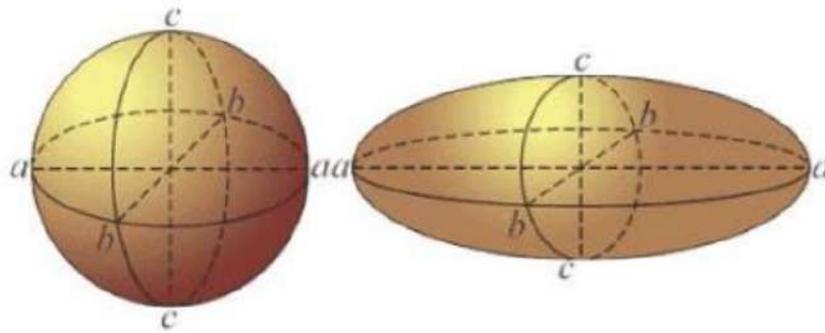


Рис. 4.16. Эллипсоид напряжения

Лекция 5. Напряженное состояние сплошной среды. Упругая деформация. Пластическая деформация

5.1. Напряженное состояние сплошной среды

Общее напряжение как сочетание равномерного всестороннего сжатия и девиаторного напряжения

Общее напряжение можно разложить на два компонента: напряжение равномерного всестороннего сжатия (σ_m) и девиаторное напряжение (σ').

Компонента равномерного всестороннего сжатия в теле при трехосном напряженном состоянии (давление):

$$\sigma_m = \frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3}$$

σ_m – это то напряжение, которое ответственно за уменьшение объема, без изменения формы тела.

Вычтем теперь из общего напряжения напряжение равномерного всестороннего сжатия: $\sigma'_1 = \sigma_1 - \sigma_m$; $\sigma'_2 = \sigma_2 - \sigma_m$; $\sigma'_3 = \sigma_3 - \sigma_m$.

Это компонента девиаторного напряжения в теле при трехосном напряженном состоянии.

Примем, что главное нормальное напряжение σ_2 по одной из осей равно напряжению равномерного всестороннего сжатия σ_m , которое не вызывает деформации $\sigma_2 = \sigma_m$. Подставим это условие в формулы:

$$\sigma_m = \frac{\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3}{3}; \quad \sigma'_1 = \sigma_1 - \sigma_m; \quad \sigma'_2 = \sigma_2 - \sigma_m; \quad \sigma'_3 = \sigma_3 - \sigma_m.$$

После несложных преобразований, с учетом того, что $\tau_{\max} = (\sigma_1 - \sigma_3)/2$, получаем:

$$\begin{aligned} \sigma_m &= \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{3}; \\ \sigma'_1 &= \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} = \tau_{\max}; \\ \sigma'_2 &= 0; \\ \sigma'_3 &= -\frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} = -\tau_{\max}. \end{aligned}$$

Поскольку σ_1 и σ_3 представляют собой, соответственно, алгебраически максимальное и минимальное главное нормальное напряжение, то из формулы следует: σ'_1 больше 0; σ'_3 меньше 0; σ'_2 равно 0.

Напряженное состояние, охарактеризованное этими формулами, называется также напряженным состоянием чистого сдвига.

Задача 22

Если $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3 = 26,8$ МПа, чему равно τ_{\max} ?

Задача 23

Тело находится в плоском напряженном состоянии.

$\sigma_1 = -78$ МПа, $\tau_{\max} = 0$. Чему равно σ_3 ?

Задача 24

Дано: $\sigma_1 = -290$ МПа; $\sigma_2 = -340$ МПа; $\sigma_3 = -420$ МПа.

Найти: σ_m ; σ'_1 ; σ'_2 ; σ'_3 .

Какие главные нормальные напряжения, фигурирующие в задаче, являются растягивающими, а какие - сжимающими?

Задача 25

Дано: $\sigma_3 = -146$ МПа; $\sigma_2 = -124$ МПа; $\sigma_1 = -86$ МПа.

Найти: τ_{max} .

Задача 26

Напряженное состояние чистого сдвига $\sigma_3' = -87$ МПа. Чему равно σ_1' ?

Задача 27

Напряженное состояние чистого сдвига $\sigma_1 = -111$ МПа, $\sigma_3 = -333$ МПа. Чему равно σ_2 ?

Задача 28

Напряженное состояние чистого сдвига. $\sigma_3' = -50$ МПа. $\sigma_1' = 50$ МПа. Чему равно σ_2' ?

Задача 29

Дано: $\sigma_2 = -300$ МПа; $\tau_{max} = 0$.

Найти: σ_1 ; σ_3 ; σ'_1 ; σ'_2 ; σ'_3 . Чем характерна общая деформация?

5.2. Деформация

Соосные и несоосные деформации

Конечная деформация накапливается в результате последовательных малых приращений при прогрессивной деформации. Если в процессе прогрессивной деформации оси эллипсоидов малых приращений сохраняют свои направления, то такая деформация называется *соосной*.

Так, деформация чистого сдвига (удлинения-укорочения) является соосной.

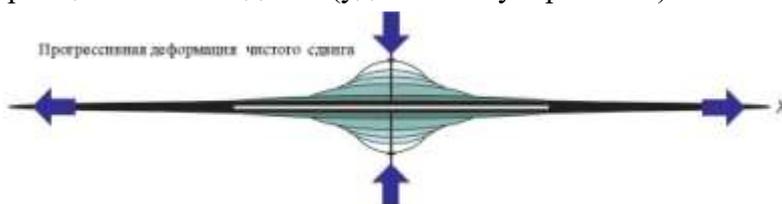


Рис. 5.1. Простой сдвиг. Оси деформаций поворачиваются

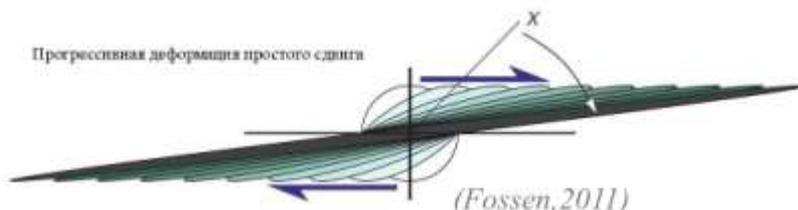


Рис. 5.2. Простой сдвиг. Оси деформаций поворачиваются

Оrientировка осей напряжений при деформации простого сдвига

При фиксированной деформации сдвига (δ) единичный радиус круга испытывает максимальное удлинение при некотором угле наклона длинной оси эллипса деформации (α_k).

Можно показать, что $tg 2\alpha_k = -2/tg \delta$:

$$tg \alpha = tg \alpha_0 + tg \delta \quad (1)$$

$$l = l_0 \cos \alpha_0 / \cos \alpha \quad (2)$$

$$tg 2\alpha_k = -2/tg \delta$$

Известно, что оси эллипсов малых приращений деформации совпадают с осями напряжений.

При малом приращении деформации угол сдвига ничтожно мал: $\delta \rightarrow 0$, и следовательно, $tg \delta \rightarrow 0$, при этом $tg 2\alpha_k \rightarrow -\infty$, а $2\alpha_k \rightarrow -\pi/2 + \pi n$. Тогда $\alpha_k \rightarrow -\pi/4 + \pi/2 \cdot n$.

При $n = 0$: $\alpha_k \rightarrow -\pi/4$;

При $n = 1$: $\alpha_k \rightarrow \pi/4$.

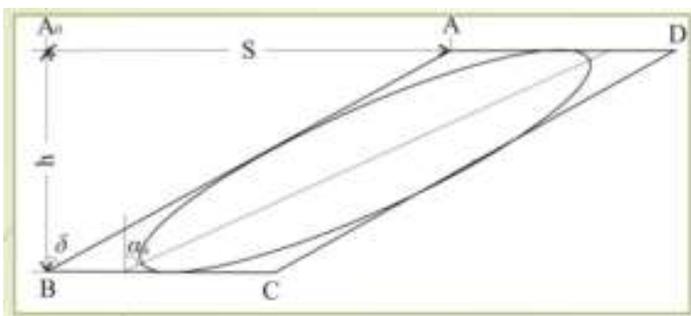


Рис. 5.3. Схематическое изображение величины сдвига

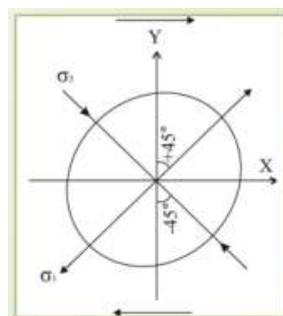


Рис. 5.4. Сдвиг и оси напряжений

Справка

Если $tg 2\alpha_k \rightarrow -\infty$, то $2\alpha_k \rightarrow -\pi/2 + \pi n$. Тогда $\alpha_k \rightarrow -\pi/4 + \pi/2 \cdot n$.

При $n = 0$: $\alpha_k \rightarrow -\pi/4$;

При $n = 1$: $\alpha_k \rightarrow \pi/4$.

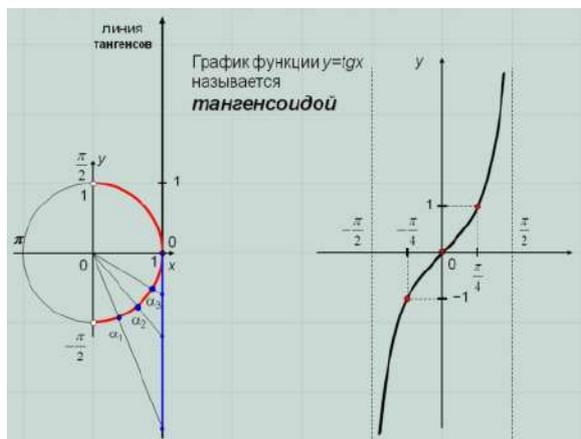


Рис. 5.5. График тангенса

Итак, при малой деформации короткая ось эллипса деформации будет располагаться под углом 45° к осям X и Y (ось Y является направлением сдвига), следовательно, так же будет ориентирована ось максимального сжатия σ_3 . При этом ориентировка последней не изменяется в процессе деформации.

Однако мы видели, что оси эллипсоида прогрессивной деформации будут последовательно поворачиваться. Такая деформация является *несоосной*.

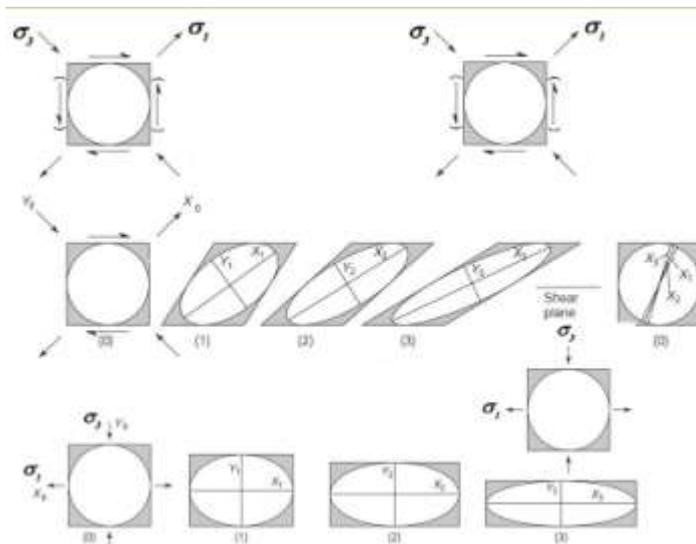


Рис. 5.6. Ориентировка осей напряжения и осей деформации. Деформации простого и чистого сдвига

Задача 30

Дано: Два эллипса деформации. Первый образовался из круга в результате деформации простого сдвига, а второй – в результате деформации чистого сдвига.

Найти ориентировку осей напряжений и деформации в каждом случае.

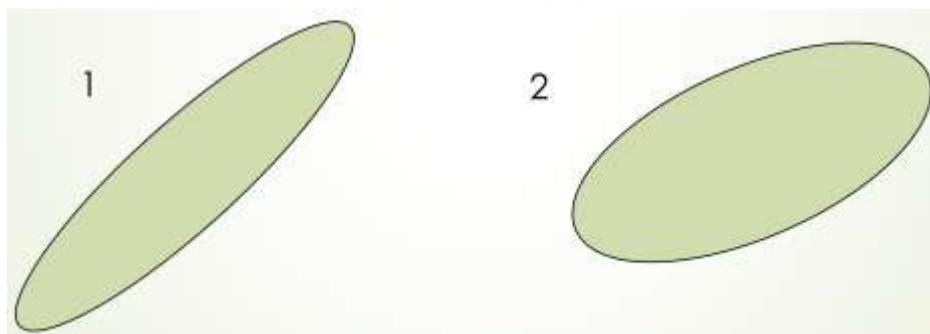


Рис. 5.7. Иллюстрация к задаче 30

Пусть для первого эллипса $a=10$ см; $c=2,5$ см.

5.3. Упругая деформация

Роберт Гук вывел взаимоотношение деформаций и напряжений (закон Гука).



Рис. 5.8. Роберт Гук

Взаимоотношение напряжений и деформаций

Геологические тела, как и другие твердые тела, реагируют на приложение к ним напряжений по-разному.

Возможны 3 варианта реакции:

1. Упругая деформация (пример – сейсмичность);
2. Пластическая (в широком смысле) деформация (пример – складкообразование);
3. Разрушение (пример – формирование трещин и разрывов).

Наиболее общим свойством твердых тел является упругость: будучи деформированным под нагрузкой, тело полностью восстанавливает свою исходную форму после снятия нагрузки.

Горную породу нельзя упруго растянуть больше чем на 1%. Величина как будто бы небольшая, но достаточная для возникновения землетрясения.

В очаге шириной, например, 10 км это даст увеличение размера на 100 м, а при снятии нагрузки уменьшение на те же 100 м. Вот это колебание и есть землетрясение.

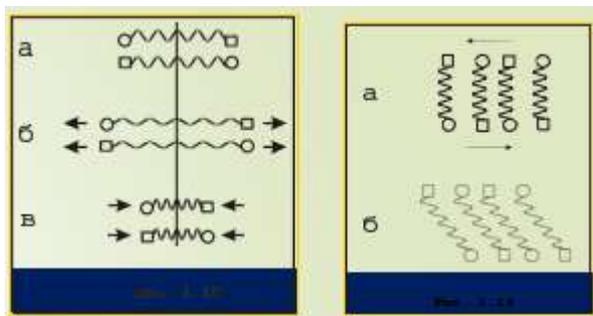


Рис. 5.9. Схематическое растяжение горной породы

Зависимость между напряжениями и упругими деформациями обычно линейная, т.е. величина упругой деформации пропорциональна напряжению.

Закон Гука.

Закон Гука имеет следующую математическую форму:

$$\sigma = E\varepsilon$$

$$\tau = G\gamma$$

где E – модуль Юнга (модуль упругости), G – модуль сдвига.

Например, у гранита модуль упругости $E = 30\,000 \text{ МПа} = 300 \text{ кбар}$.

В 2 раза гранит растянуть или сжать невозможно, а вот на 1% – можно. Для этого требуется напряжение в $300 \text{ МПа} = 3 \text{ кбар}$.

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.

Задача 31

Определить величину напряжения, которое вызывает в граните ($E=45 \text{ ГПа}$) упругое удлинение на 0,5%..

Задача 32

Определить величину максимально возможного упругого удлинения в песчанике ($E=20 \text{ ГПа}$; $\sigma = 76 \text{ МПа}$).

Коэффициент Пуассона

Растянем упругий брусок. Он удлинится в продольном направлении и укоротится в поперечном. Соотношение между продольными и поперечными деформациями было установлено Пуассоном (эмпирически) $\varepsilon_3 = -\nu\varepsilon_1$ (1), где ε_3 – поперечная деформация, а ε_1 – продольная; ν – коэффициент Пуассона, отражающий свойства материала.

Если материал не испытывает поперечной деформации, то коэффициент Пуассона равен 0. Если объем материала при деформации не меняется, то коэффициент Пуассона равен 0,5. Реальные горные породы меняют объем при деформации. Среднее значение коэффициента Пуассона для изотропных горных пород в интервале упругого поведения составляет около 0,3

Выражение (1) выполняется и при пластических деформациях, однако в таком случае коэффициент Пуассона зависит от величины деформации.

С ростом деформации и возникновении существенных пластических деформаций $\nu(\varepsilon) \rightarrow 0.5$. Опытным путем установлено, что пластическая деформация происходит без изменения объема вещества.

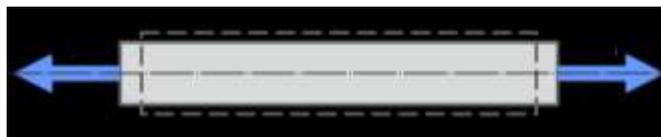


Рис. 5.10. Растяжение упругого бруска

5.4. Пластическая деформация

Предел упругости. Необратимая деформация

Начиная с некоторого напряжения, называемого пределом упругости или пропорциональности, зависимость между напряжением и деформацией перестает быть линейной. При дальнейшем нагружении материал переходит в пластическое состояние.

В области пластической деформации при снятии нагрузки в теле исчезает только упругая часть деформации

Здесь σ_e – предел пропорциональности, или предел упругости; σ_f – предел текучести (после его достижения тело лишь необратимо деформируется («течет»)).

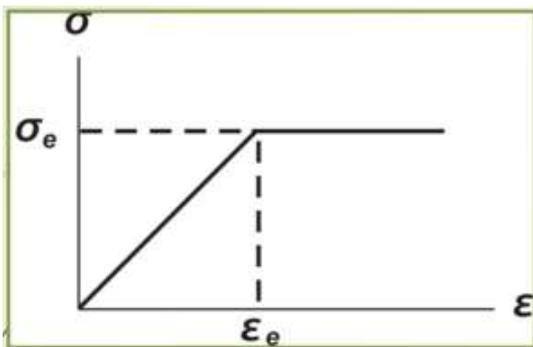


Рис. 5.11. Пластическая деформация на графике

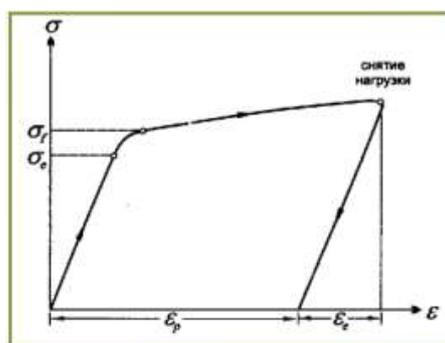


Рис. 5.12. Пластическая деформация на графике (реальное тело)

Диаграммы напряжение-деформация для упруго-пластического поведения пород

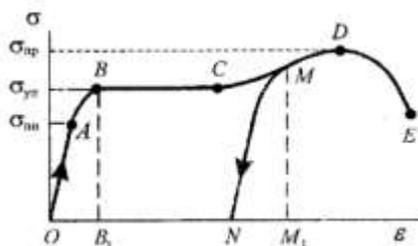


Рис. 5.13. Диаграмма для металла в условиях растяжения (имеет место структурная перестройка деформируемого материала)

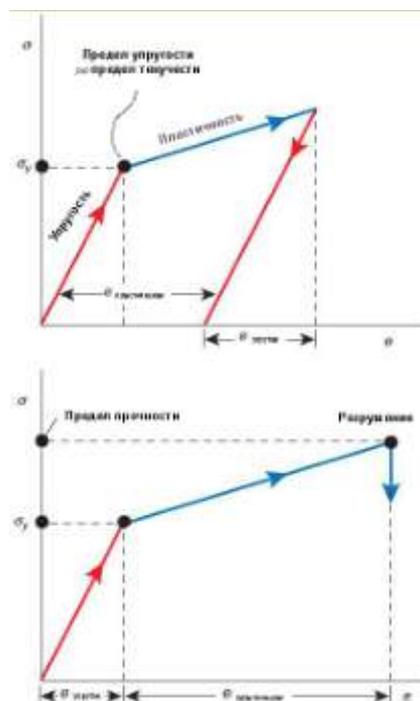


Рис. 5.14. Предел прочности, разрушение

Релаксация и ползучесть

Деформация любого тела, находящегося под нагрузкой, в общем случае в каждый момент времени имеет две составляющие

$$\varepsilon = \varepsilon_{\text{упр}} + \varepsilon_{\text{ост}}$$

А. Первый вариант

Если телу задать некоторую небольшую деформацию ε , то в момент приложения нагрузки практически вся деформация будет упругой. Со временем упругая деформация постепенно переходит в остаточную: $\varepsilon_{\text{упр}}$ уменьшается, а $\varepsilon_{\text{ост}}$ соответственно растет.

Возьмем пружину и зафиксируем ее на некоторое время (рис. 5.15). Спустя это время мы вдруг обнаруживаем, что 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.

Другими словами, за это время часть упругой (обратимой) деформации перешла в пластическую (необратимую).

Скорость перехода упругой деформации в остаточную удобно характеризовать временем релаксации.

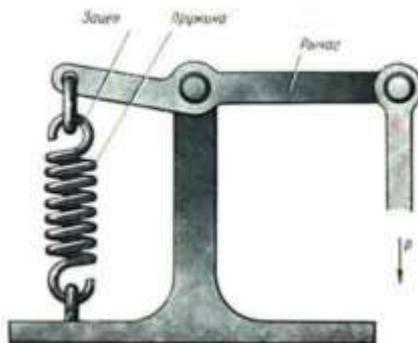


Рис. 5.15. Эксперимент с пружиной

Существует величина – *время релаксации* (J).

Это такой отрезок времени, когда при фиксации упругой деформации напряжение, необходимое для ее поддержания, уменьшается в $e \sim 2,7$ раз (e – основание натурального логарифма):

$$\sigma = \sigma_0 e^{-\frac{t}{J}}$$

Б. Второй вариант

Приложить к телу напряжение ниже предела упругости, вызвать этим упругую деформацию, а затем поддерживать это напряжение.

Пример – постоянный груз, подвешенный к проволоке.

С течением времени, как говорилось ранее, часть упругой деформации переходит в пластическую, но, поскольку напряжение постоянно, в отличие от ситуации с луком и тетивой, то оно все время будет восполнять недостаток упругой деформации, в соответствии с законом Гука.

Т.е. с течением времени будет постоянно нарастать величина пластической деформации, хотя напряжение и остается ниже предела упругости. Это явление получило название ползучести.

Таким образом, величина деформации зависит от времени, а скорость деформации зависит от напряжения.

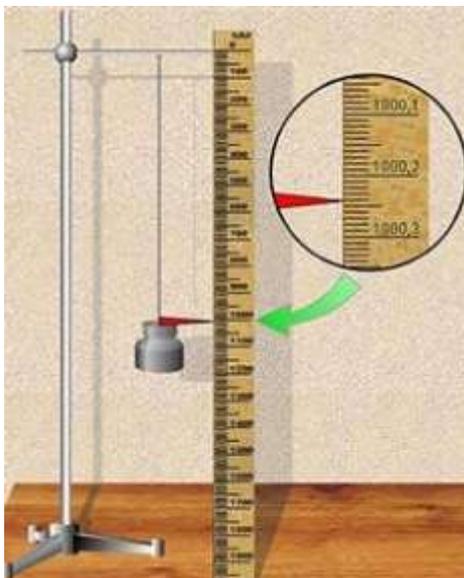


Рис. 5.16. Постоянный груз, подвешенный на проволоке

В случае ползучести величина деформации зависит не только от величины напряжения, но и от времени, в течение которого осуществляется воздействие.

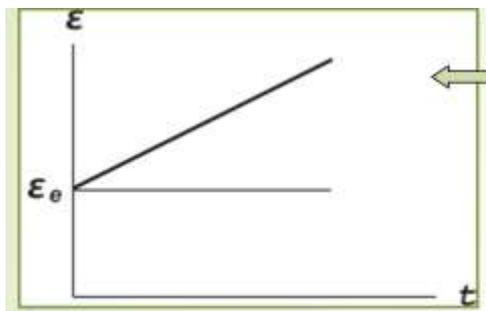


Рис. 5.17. Зависимость ползучести от напряжения и времени

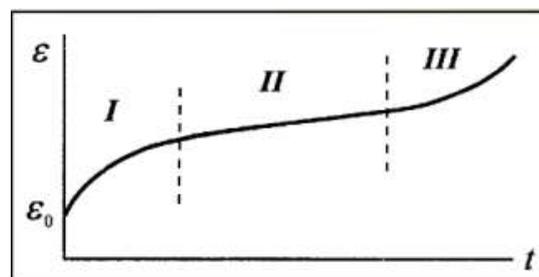


Рис. 5.18. Обобщенная кривая ползучести

Обобщенная кривая ползучести – зависимость величины деформации от времени.

Мгновенная, возникающая при приложении нагрузки, деформация ϵ_0 может быть как чисто упругой, так включать и пластическую деформацию.

На графике (рис. 5.18) обобщенная кривая характеризует следующие процессы:

I – скорость ползучести убывает (упрочнение)

II – установившаяся ползучесть

III – скорость ползучести возрастает (появление микротрещин)

Деформация идет с определенной скоростью, которая определяется как $\dot{\epsilon} = \Delta\epsilon/\Delta t$.

Предполагается, что деформация ползучести может идти и при сколь угодно малых напряжениях.

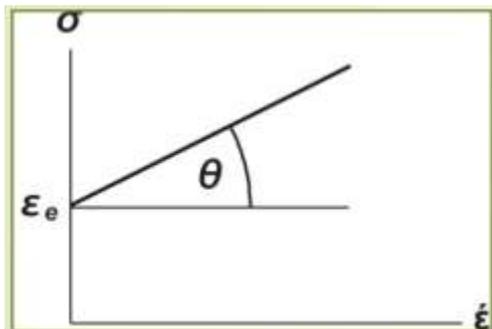


Рис. 5.19. Скорость деформации при ползучести

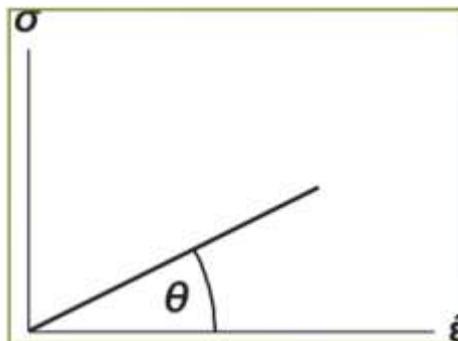


Рис. 5.20. Скорость деформации при ползучести

Как видно из графика, скорость деформации при ползучести возрастает с увеличением напряжений; она определяется соотношением

$$\sigma = 2\eta\dot{\epsilon}$$

η – коэффициент вязкости, или просто вязкость.

Закон вязкого течения



Рис. 5.21. Исаак Ньютон (1642 – 1727)

Эта зависимость имеет такое же математическое выражение, как и зависимость от напряжения скорости течения вязких жидкостей.

Этот закон называют законом вязкого (ньютоновского) течения для деформации удлинения-укорочения:

$$\sigma = 2\eta\dot{\epsilon}$$

η – коэффициент вязкости, или просто вязкость.

Применительно к твердым телам говорят об их эффективной вязкости: чем выше вязкость, тем медленнее идет деформация, т.е. *вязкость* – это свойство материала оказывать сопротивление пластической деформации

Геологическое время очень велико, поэтому даже ниже предела упругости горные породы ведут себя как вязкие жидкости.

Если говорить точнее, то для этого нужно, чтобы длительность действия напряжений превосходила время релаксации. У горных пород это 1000, 5000 лет.

Вопросы

1. Как ориентированы оси напряжений (рис. 5.22)?
2. В каком случае напряжения были больше (рис. 5.23)?

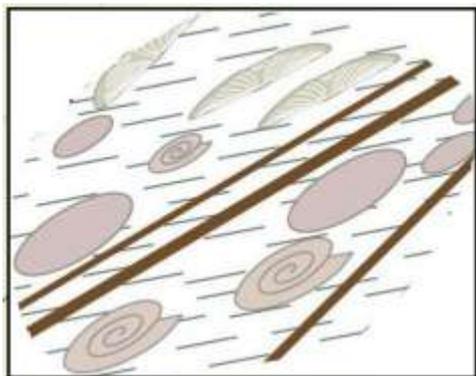


Рис. 5.22. Иллюстрация к вопросу 1

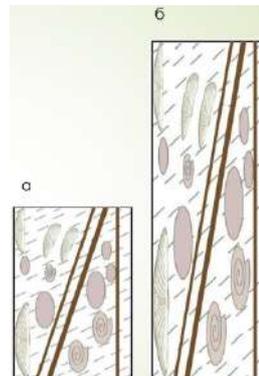


Рис. 5.23. Иллюстрация к вопросу 2

Задание на деформационные свойства пород

Ниже приведено сравнение деформационных свойств двух тел на языке "больше-меньше". Построить по этим данным две сугубо качественные диаграммы в координатах ϵ, s .

Первое тело: более мягкое, менее пластичное, более вязкое, менее прочное

Второе тело: более твердое, более пластичное, менее вязкое, более прочное

Следует воспользоваться формулой

$$\sigma = \sigma_e + 2\eta\dot{\epsilon},$$

σ_e – предел упругости тела.

Более «мягкое» тело имеет предел упругости ниже, чем более «твердое».

У более прочного тела предел прочности (s_p) выше, чем у менее прочного.

Под пластичностью здесь подразумевается разность между пределами прочности и упругости. У более пластичного тела эта разность выше.

Вязкость определяет тангенс угла наклона прямых к оси абсцисс ($\dot{\epsilon}$).

Не во всех предложенных вариантах выполняются все условия.

Лекция 6. Прочность и разрушение

6.1. Трещины

Трещина – это очень узкая зона, обусловленная отсутствием непрерывности перемещений и механических свойств материала.



Рис. 6.1. Трещины в горных породах

Типы трещин и их ориентировка по отношению к главным осям напряжений

К трещинам, перпендикулярным оси сжатия, относятся не только стилолитовые, но также кливажные, макрокливажные и муллионные швы. Их можно назвать дизъюнктивами сжатия.

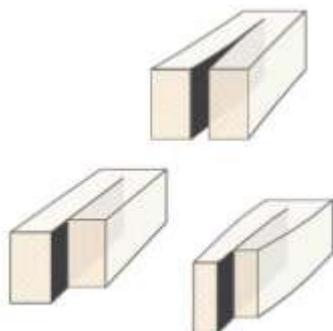


Рис. 6.2. Модели трещин (раскрытие, закрытие и скольжение)

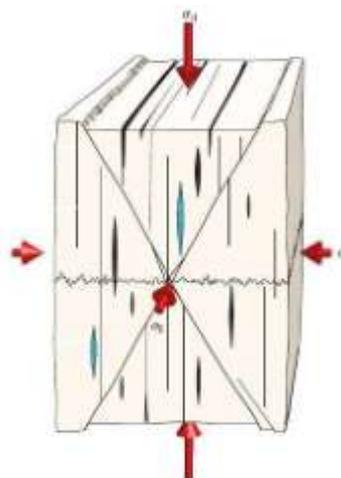


Рис. 6.3. Принципиальная схема расположения трещин в объеме породы, находящемся в напряженном состоянии

Трещины отрыва и скалывания в природе

На рисунках 6.4-6.5 показаны примеры трещин в природе. Трещины отрыва почти всегда заполнены минералами. Это происходит после раскрытия и понижения давления: в результате этих процессов в прослоях откладываются минералы. Трещины отрыва могут быть веретенообразными.

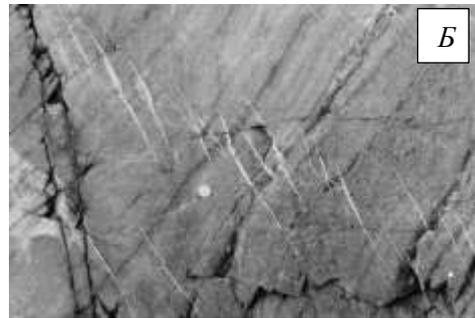
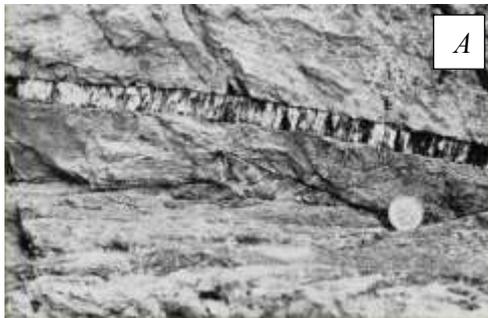


Рис. 6.4. Трещины отрыва, заполненные минеральным веществом (б – в зоне сдвига);

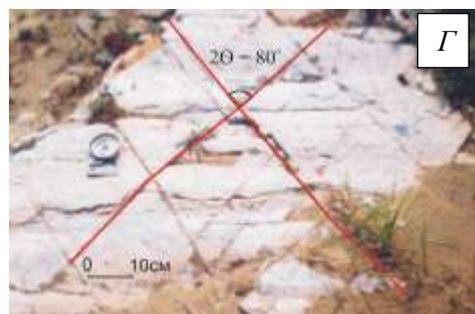


Рис. 6.5. Трещины скалывания а, б, в по Дж. Дэвису; г – по А.В. Муровской
Примеры более крупных трещин показаны на рисунках 6.6 и 6.7.



Рис. 6.6. Сейсмодислокация



Рис. 6.7. Трещины скалывания

Пример на рисунке 6.8 не однозначный. Такая трещина могла образоваться в результате выветривания или может являться трещиной отседания.



Рис. 6.8. Предположительно трещина в зоне выветривания

К трещинам скалывания относятся как взбросы, так и сбросы (рис. 6.9, 6.10).



Рис. 6.9. Разрывы скалывания



Рис. 6.10. Разрывы скалывания

Трещины отрыва и скалывания в массиве пород показаны на рисунке 6.10.



Рис. 6.10. Трещины отрыва и скалывания в массиве пород. (Бурзунова Ю.П. Геодинамика и тектонофизика, 2017)

Образование разрывов

Трещина может образоваться разными путями:

- резкое разделение на несколько кусков (хрупкое поведение);
- сохранение связности на косых поверхностях разрыва (медленное скольжение)

Лабораторные эксперименты: разрушение образцов. Хрупкое поведение было воссоздано с использованием оргстекла.



Рис. 6.11. Резкое разделение на несколько кусков (хрупкое поведение)

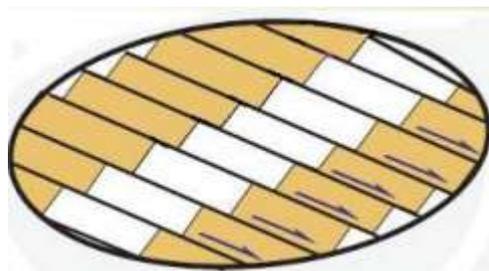


Рис. 6.12. Сохранение связности на косых поверхностях разрыва. Медленное скольжение

Все зависит от условий нагружения и деформационной обстановки (всестороннее давление и температура).

Рисунок 6.13 является обобщением множества экспериментов.

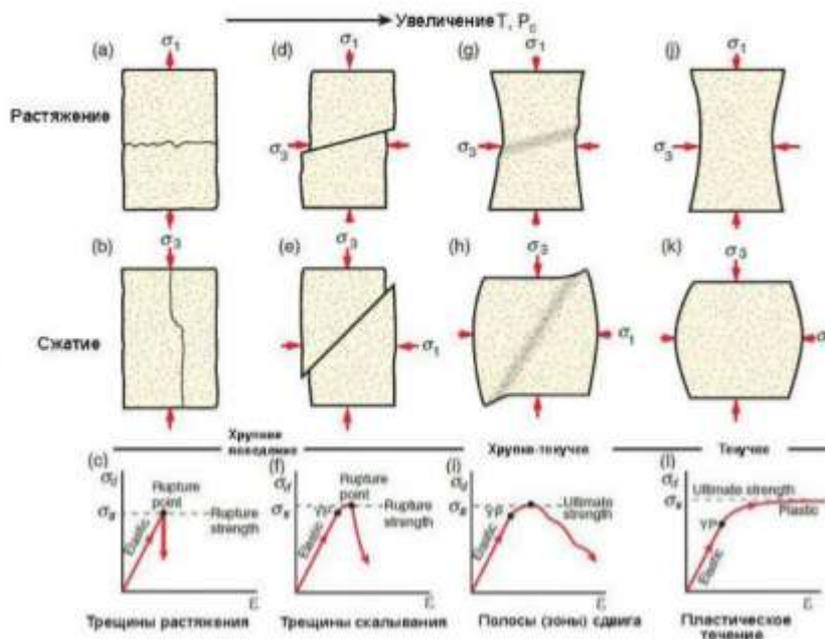


Рис. 6.13. Развитие деформационных структур в эксперименте

У твердых тел, кроме предельного напряжения σ_e – предела упругости - существует и другое предельное напряжение – σ_s , которое называется *пределом прочности*, при его достижении тело испытывает разрывную деформацию

Термины, употребляемые при рассмотрении разрывов (трещин) (рис. 6.14):

- сдвиговые трещины;
- трещины растяжения;
- трещины без смещений.

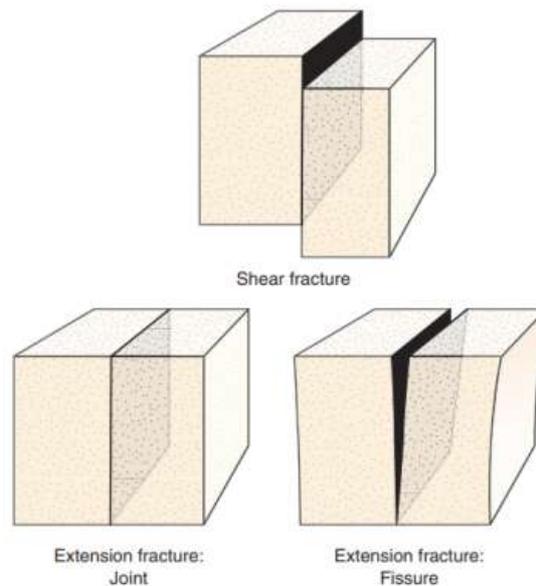


Рис. 6.14. Виды трещин/разрывов

Трещины (разрывы) растяжения

На рисунке 6.15 показана зона растяжения – разрывы в Исландии.



Рис. 6.15. Открытые трещины растяжения в базальте, сформированные вдоль оси рифта. Исландия (Fossen, 2011)

Трещины растяжения в идеале перпендикулярны оси максимального растяжения. В терминах деформации они развиваются перпендикулярны направлению удлинения в условиях растяжения и параллельны оси сжатия во время испытаний на сжатие. Трещины – наиболее часто встречающийся тип разрывов растяжения вблизи поверхности Земли; при их формировании деформация очень мала.

Разрывы растяжения более раскрыты, чем трещины, и могут быть очень протяженными.

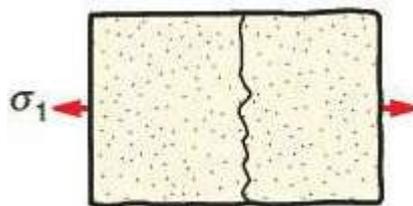
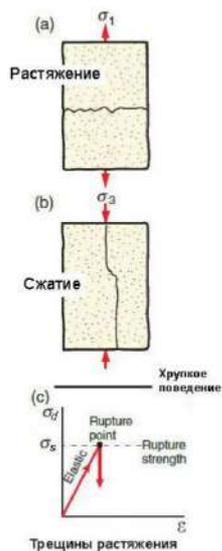


Рис. 6.16. Трещины растяжения

Рис. 6.17. Трещины растяжения

Разрывы растяжения типичны для деформаций без или с очень малым всесторонним давлением и формируются при небольших девиаторных напряжениях.

Эти разрывы также могут иметь место на глубине, если высокое флюидное давление уменьшает эффективное напряжение.



Рис. 6.18. Кольский п-ов (Фото Д.С. Зыкова)

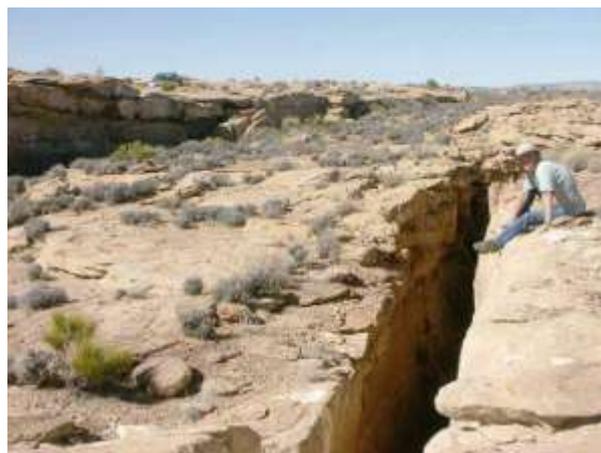


Рис. 6.19. Дымные горы, Юта (Интернет – ресурс)



Рис. 6.20. Исландия (Gudmundsson, 2011)

Трещины (разрывы) скалывания

Схема образования трещин скалывания показана на рисунке 6.21.

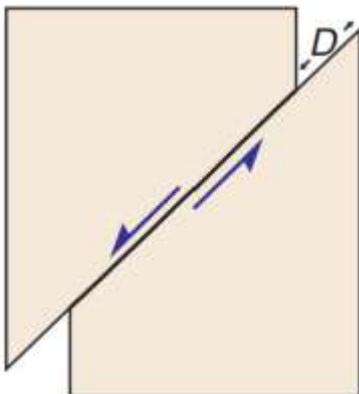


Рис. 6.21. Схема образования трещин скалывания



Рис. 6.22. Трещины скалывания в природе

В трещинах скалывания осуществляется скольжение вдоль их поверхностей. Обычно они развиты под углом $20-30^\circ$ к оси максимального сжатия. Это показано экспериментально в условиях всестороннего сжатия.

Эксперименты показали также, что эти трещины обычно формируются в виде сопряженных пар, а ось σ_3 является биссектрисой острого угла между ними.

В правой части рисунка показано развитие деформаций при увеличении температуры и всестороннего давления.

Граница между разрывной и пластической деформациями при испытаниях горных пород при различных температурах и давлениях отсутствует.

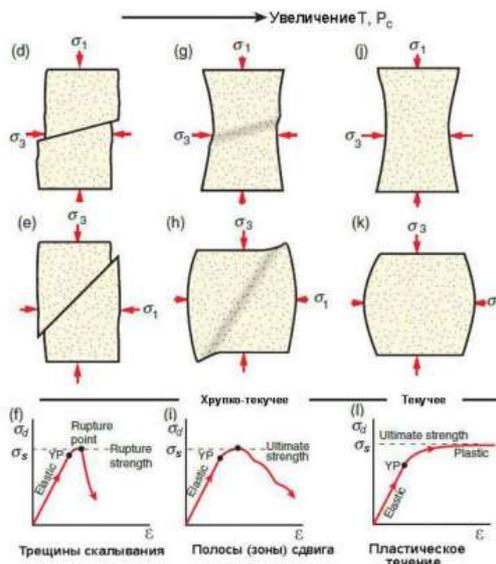


Рис. 6.23. Схема образования трещин скалывания

6.2. Предел прочности

Предел прочности — механическое напряжение, выше которого происходит разрушение материала

Понятия предел прочности и временное сопротивление разрыву не являются тождественными. Предел прочности относится к случаю, когда образец разрушается без образования шейки, что характерно для хрупких материалов. Временное сопротивление разрыву относится к пластичным материалам.

Временное сопротивление разрыву часто обозначают σ_s .

Основные виды пределов прочности: статический, динамический, на сжатие, на растяжение, на сдвиг.

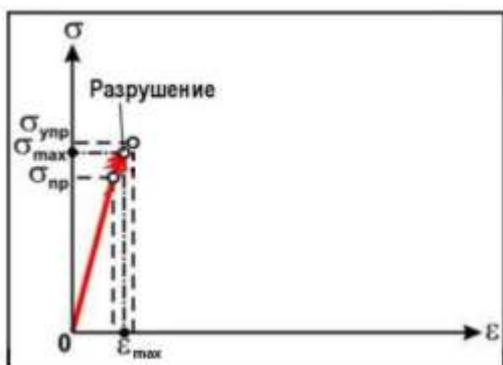


Рис. 6.24. Диаграмма испытания металла на предел прочности

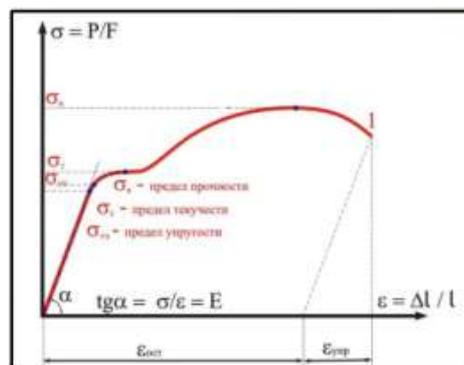


Рис. 6.25. Диаграмма испытания металла на предел прочности

Ниже показаны диаграммы напряжение-деформация для упруго-пластического поведения тел. В настоящее время геологи часто пользуются обобщенной идеализированной диаграммой для горных пород (рис. 6.26).

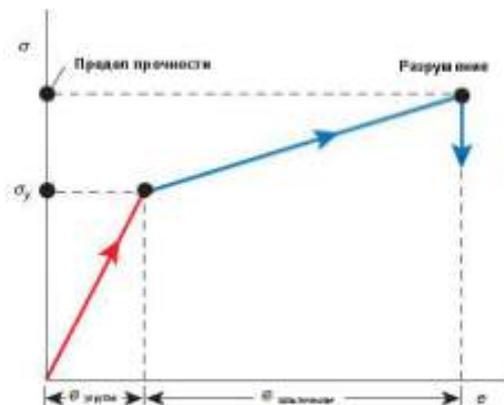


Рис. 6.26. Обобщенная идеализированная диаграмма для горных пород (из Fossen, 2011)

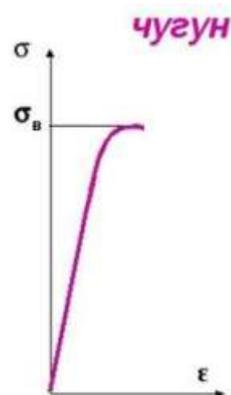
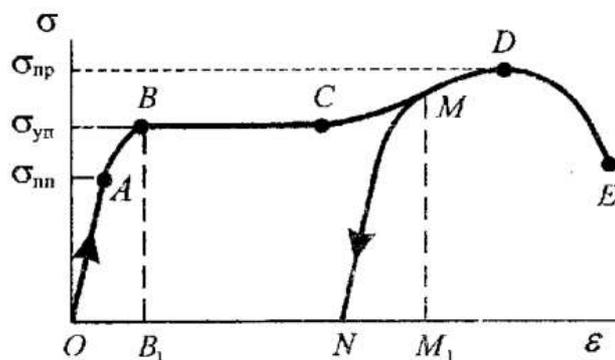


Рис. 6.27. Диаграмма для хрупкого чугуна в условиях сжатия



Рис. 6.28. Диаграммы для металла в условиях растяжения (имеет место структурная перестройка деформируемого материала)



Геологи часто говорят о хрупком и вязком разрушении.

При хрупком разрушении (а, в) предел прочности лежит ниже предела упругости, и остаточных деформаций, предшествующих образованию трещин не возникает. При вязком разрушении (б, г) до формирования трещин тело испытывает значительные остаточные деформации.

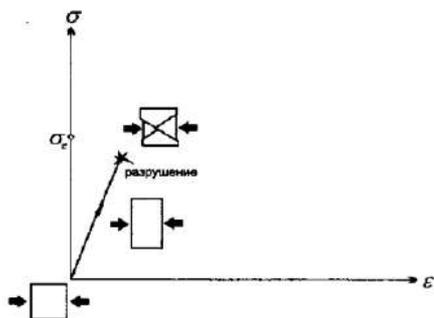


Рис. 6.29. Диаграмма – хрупкое разрушение

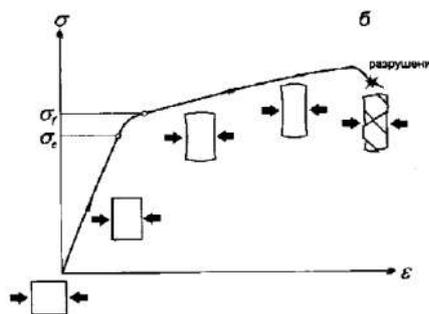


Рис. 6.30. Диаграмма – вязкое разрушение

Хрупкое и вязкое разрушение в природе показано на рисунках 6.31 и 6.32.



Рис. 6.31. Хрупкое разрушение



Рис. 6.32. Вязкое разрушение

Предел прочности

Сцепления между частицами песка почти нет, так что ни о каком превышении предела прочности речь не идет. Просто энергетически выгоднее перемещать более крупные тела вдоль разрывов, чем производить межзерновые перемещения.



Рис. 6.33. Опыты с песком в Лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ.
При сдвиге или растяжении в песке формируются разрывы

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

1. Пластическая деформация (пачка листов бумаги с метками).
2. Разрывная деформация (два листа из этой пачки).

Здесь важен масштаб рассмотрения. Для человека пачка листов бумаги деформируется пластически, а для муравья между двумя метками – это разрыв.

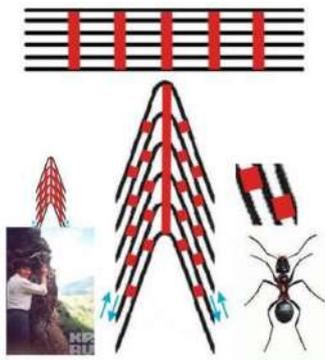


Рис. 6.34. Масштаб деформации

Задание

На рисунке 6.35 представлена пластическая или разрывная деформация?



Рис. 6.35. Изображение к заданию

Образование трещин

Образование трещин, субперпендикулярных оси простого растяжения происходит, когда нормальное растягивающее напряжение на поверхности, перпендикулярной оси растяжения, становится выше величины σ_s – предела прочности сцепления данного материала на растяжение

Вероятные значения σ_s .

Теория: $\sigma_s \approx E/10$ (расчеты, основанные на прочности атомного сцепления).

Практика: σ_s в 100 и более раз меньше.

Горные породы не однородная сплошная среда. Присутствуют мелкие трещины и неоднородности, в том числе дефекты на границах зерен.

Теория хрупкого разрыва твердых тел, учитывающая присутствие микроскопических структурных дефектов, разработана Гриффитом.

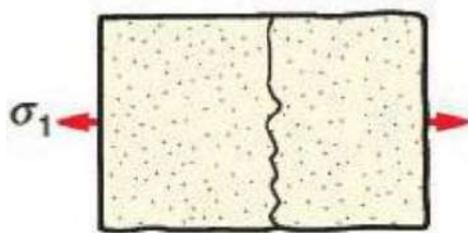


Рис. 6.36. Трещины отрыва (хрупкое разрушение)

Микродефекты и разрушение

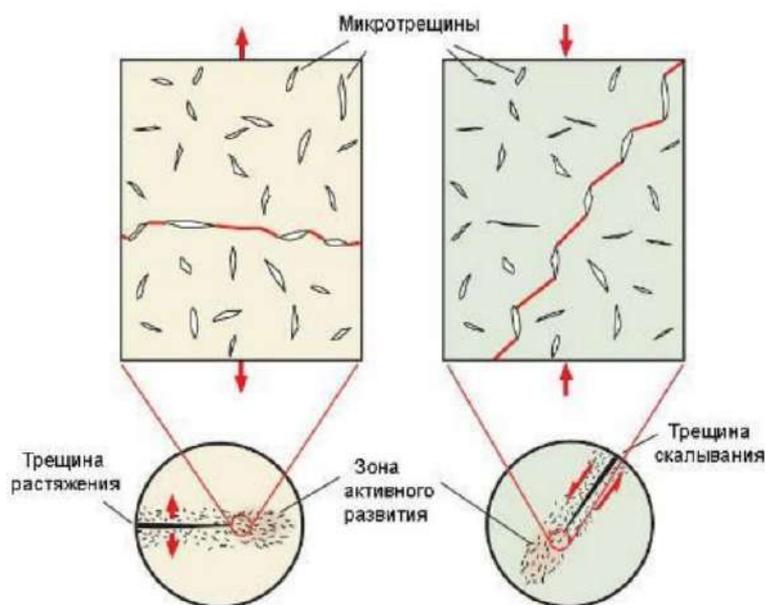


Рис. 6.37. Упрощенная иллюстрация роста и распространения трещин растяжения и трещин скальвания посредством роста и объединения микроскопических трещин отрыва (дефектов). Рост происходит в ходе развития зоны на переднем крае конца трещины. (Fossen, 2011)

Образование разрывов со смещением

В земной коре преобладают разрывы со смещением.

Существует разница между явлением заложения разрыва (первого появления плоской поверхности нарушения) и смещениями по разрыву, которые продолжаются в течение долгого времени. Смещения связаны с иным распределением напряжений.

Экспериментальные данные: разрывы со смещением располагаются под углом к оси сжатия. Обычно общее напряженное состояние

$$\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$$

Должен существовать критерий разрушения, применительно к этим условиям

Теоретические построения

Разрывы происходят по поверхностям, расположенным под углом к оси сжатия, и обусловлены присутствием касательных напряжений, превышающих некоторую критическую величину.

Простейшей моделью можно было бы считать разрыв по поверхности максимального касательного напряжения.

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

Этот критерий предсказывает образование двух сопряженных поверхностей скальвания, наклоненных под углом 45° к оси σ_3 и пересекающихся по линии, совпадающей с направлением σ_2

Однако такие поверхности разрыва не наблюдаются.

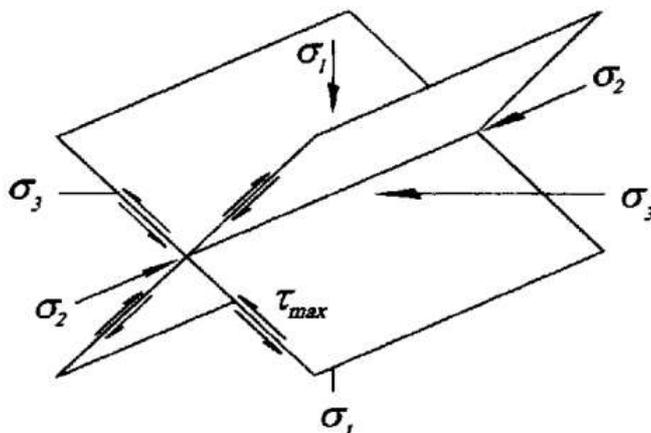


Рис. 6.38. Поверхности разрыва

Теория Мора

Теория разрыва принимает в расчет как касательные, так и нормальные напряжения и утверждает, что разрушение происходит тогда, когда зависимость между касательными и нормальными напряжениями на некоторой поверхности:

$$\tau = f(\sigma)$$

принимает некоторую критическую форму, характерную для данного материала. График этой функции можно изобразить в виде огибающей кругов Мора (форма графика определяется экспериментально в опытах сжатия при разных значениях всестороннего давления).

Важный случай. Огибающая Мора аппроксимируется двумя прямыми линиями, имеющими аналитическое выражение

$$\tau = \tau_0 - \mu \sigma_n - \text{критерий Навье - Кулона}$$

где τ - касательное напряжение, действующее параллельно будущей плоскости разрушения и приводящее к разрыву, σ_n - нормальное напряжение к этой же плоскости разрушения (оно отрицательно, поэтому в формуле минус), τ_0 - прочность сцепления частиц материала, μ - коэффициент внутреннего трения.

Критерий называют также *критерием Кулона* или *Кулона-Мора*. Р - точка, где происходит разрушение. Это уравнение можно записать:

$$\tau = \tau_0 - \sigma \operatorname{tg} \varphi, \text{ где } \varphi - \text{угол внутреннего трения.}$$

Угол скалывания $\alpha = \pm (\pi/4 - \varphi/2)$

Большинство горных пород имеет $\mu \approx 0,6$; $\varphi \approx 30^\circ$; $\alpha \approx 30^\circ$ (в общем случае φ и α не равны). Эта зависимость предопределяет возникновение разрыва на паре сопряженных поверхностей, причем направление σ_3 является биссектрисой острого угла между ними. Иными словами, угол скалывания меньше 45° , что подтверждено многочисленными экспериментами.

Огибающие кругов Мора в общем случае не прямолинейны, и их форма определяется экспериментально.

$$\sigma_{\varphi} = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} + \tau_{max} \cdot \cos 2\varphi;$$

$$\tau_{\varphi} = \tau_{max} \cdot \sin 2\varphi;$$

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

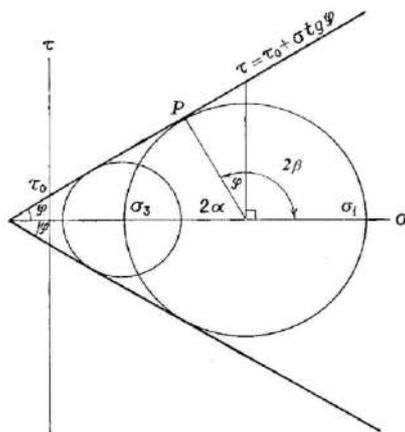


Рис. 6.39. τ – касательное напряжение, действующее параллельно будущей плоскости разрушения и приводящее к разрыву, σ_n – нормальное напряжение к этой же плоскости разрушения (оно отрицательно, поэтому в формуле – минус), τ_0 – прочность сцепления частиц материала, μ – коэффициент внутреннего трения

Максимальные значения касательных напряжений – на площадках, ориентированных под углом 45° к оси максимального сжатия; минимальное значение трения скольжения – на площадках, параллельных этой оси.

Поверхности, по которым происходит скалывание, расположены между этими площадками.

В экспериментах разрыв фактически происходит только по одной из этих двух поверхностей. В квазиизотропном материале образование разрыва возможно на любой из двух поверхностей, но как только он возникнет на одной поверхности, происходит перераспределение напряжений, при котором обычно резко падает величина осевого сжимающего напряжения, и другая поверхность разрыва не образуется. Измеряя углы между осью сжатия и поверхностью разрыва (α), можно оценить величину внутреннего трения горной породы.

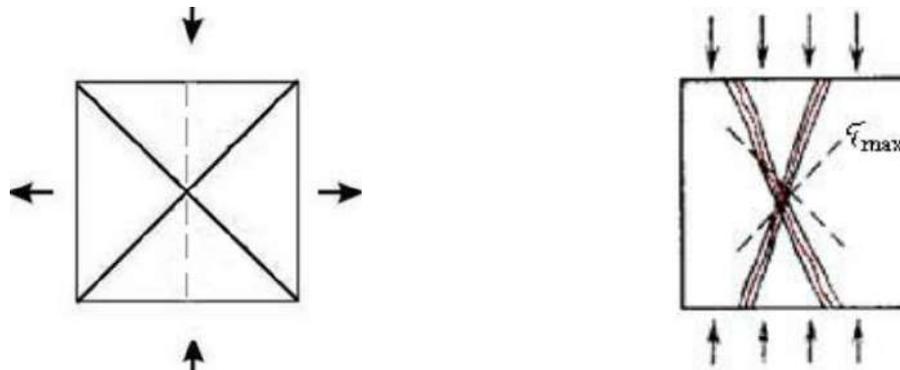


Рис. 6.40. Поверхность разрыва

Итак, в горных породах трещины скалывания образуются под углом α к оси максимального сжатия σ_3 . Угол α получил название «угла скалывания», его осредненное значение для разных пород равно 30° . Сопряженные трещины скалывания возникают по обе стороны от оси σ_3 и образуют между собой острый угол.

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 достаточно ровная поверхность (часто с бороздами или зеркалами скольжения) из-за взаимного смещения их крыльев.

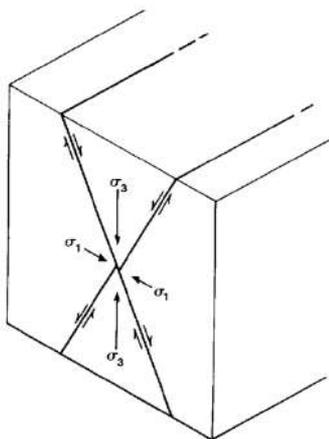


Рис. 6.42. Схема образования трещин скалывания

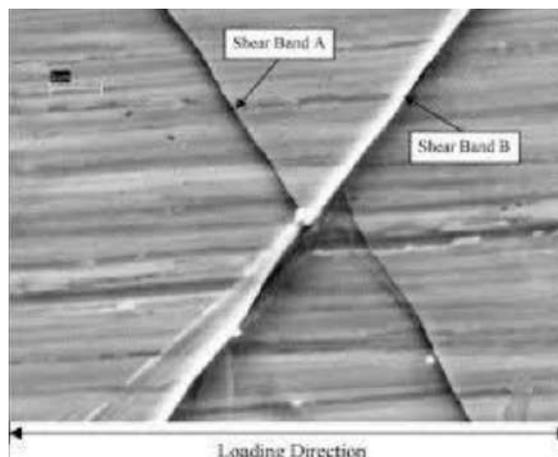


Рис. 6.43. Углы скалывания

Моделирование процесса формирования и развития трещин в условиях сжатия – растяжения показано на рисунке 6.44.

Трещины скалывания никогда не образуются как единая поверхность. Сначала возникают две сопряженных зоны, в которых развиты мелкие трещины. После этого одни мелкие трещины перестают развиваться, а другие соединяются и увеличиваются. Одна из этих зон становится лучше видимой, а другие – наоборот. Таким образом понятно, что при образовании трещин в условиях сжатия/растяжения деформация протекает сложно. При хрупком разрушении может сразу образоваться поверхность разрыва, а при образовании трещин скалывания деформация идет постепенно.

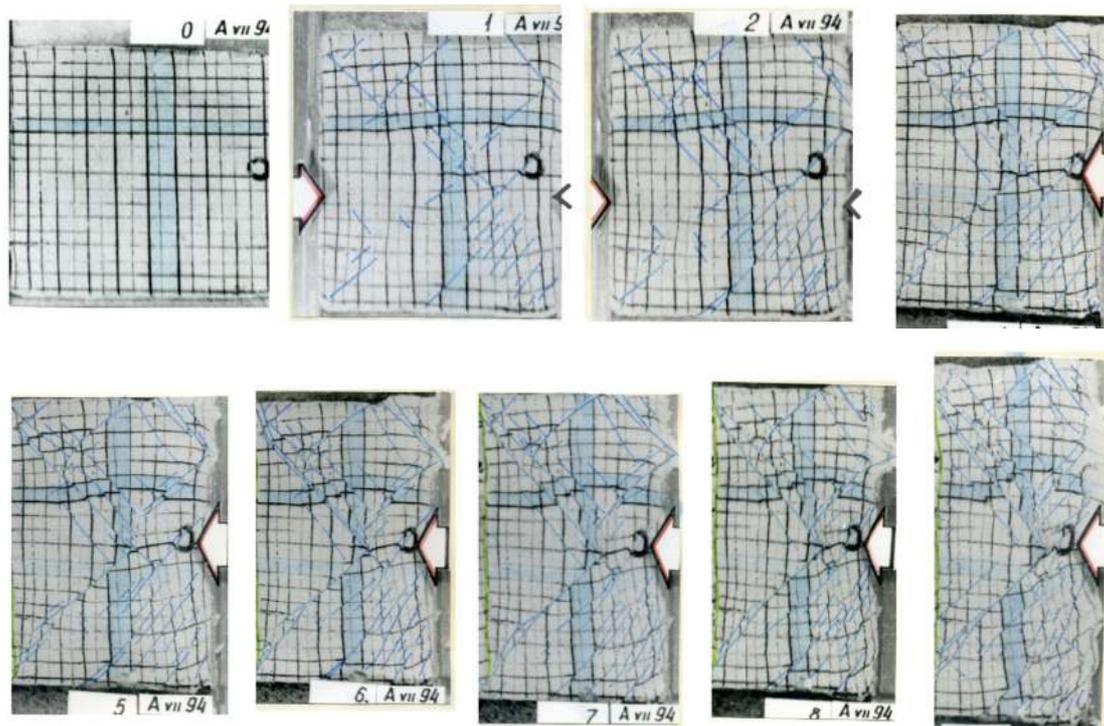


Рис. 6.44. Моделирование процесса формирования и развития трещин в условиях сжатия – растяжения (Т.М. Гептнер, А.А. Наймарк, Лаборатория тектонофизики и геотектоники МГУ)

Так могут выглядеть в природе трещины скалывания (разрывы со смещением) – рис. 6.45, 6.46.

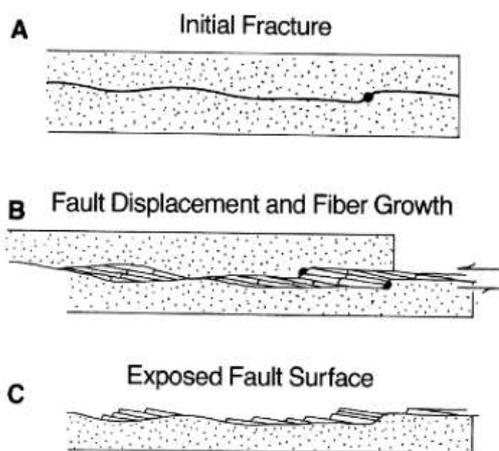


Рис. 6.45. Формирование зеркал скольжения. По Дж. Дэвису



Рис. 6.46. Крупное зеркало скольжения. Фото А.В. Муровской

Зеркала и борозды скольжения

Зеркала скольжения (*slickenside*) образуются по сколовым тектоническим нарушениям, и представляют следы относительного перемещения крыльев разрывов (трещин) в виде борозд скольжения, уступов, минерального выполнения и примазок тектонита.



Рис. 6.47. Зеркала скольжения

Крупное зеркало скольжения и схема его формирования показаны на рисунках 6.48 и 6.49.

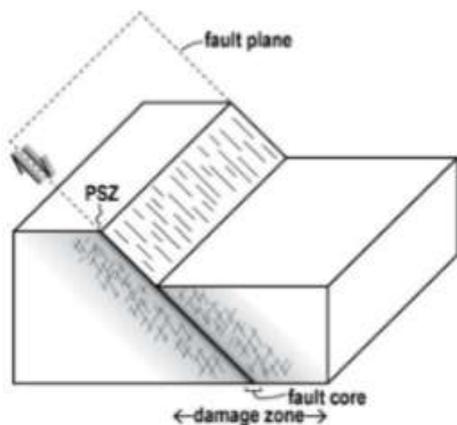


Рис. 6.48. Схема формирования зеркала скольжения



Рис. 6.49. Зеркало скольжения в природе



Рис. 6.50. Борозды скольжения без минерализации



Рис. 6.51. Борозды (зеркала) скольжения без минерализации. Северный Тянь-Шань (Ребецкий и др., 2017)

Скульптуры («тектоглифы») на поверхности зеркал скольжения представлены:

- уступами (ступени скольжения поверхности зеркал, *slickenfibre steps*), которые в большинстве случаев перпендикулярны направлению относительных смещений;
- штриховками, бороздами или линиями скольжения (*stria*);
- мелкими выемками, ложбинками и желобками («рифли») на поверхности скольжения (*slickenside flutes*).

Наиболее сложный вопрос касается определения относительного направления перемещения крыльев зеркала скольжения. Самый простой способ определения основан на образовании уступов на зеркалах скольжения при скольжении с отрывом. Данный способ определения перемещений по зеркалам скольжения хорошо работает в умеренно дислоцированных осадочных толщах, где зеркала скольжения часто выполнены кальцитовой или кварцевой минерализацией. Он известен в структурной геологии как «правило Гофера». Крутые стороны уступов представляют собой небольшие отрывчики, смотрящие в сторону отсутствующего сместившегося блока. (Ребецкий и др., 2017)

Классификация тектонических режимов Андерсона

Андерсон выделил три случая общего напряженного состояния в приповерхностных условиях земной коры

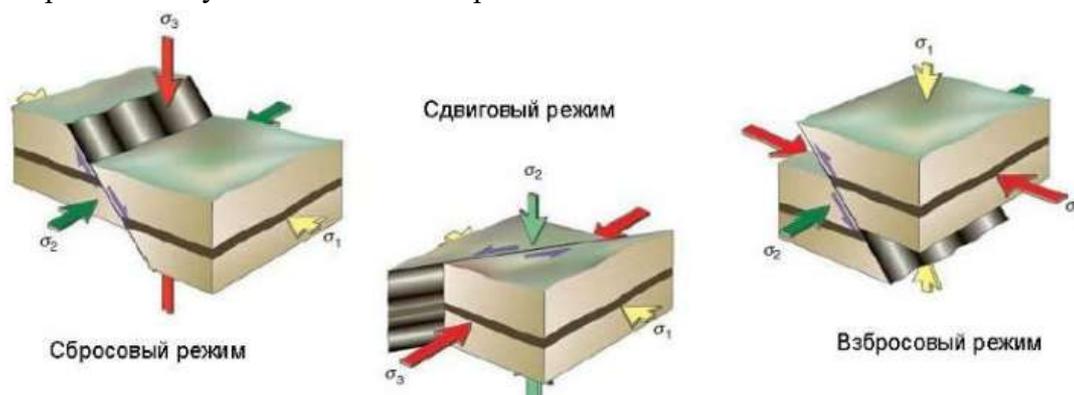


Рис. 6.52. Классификация тектонических режимов Андерсона

Угол между главным сжимающим напряжением и поверхностью разрыва со смещением обычно находится близко к 30° . Этим обусловлены углы наклона сбросов и взбросов.

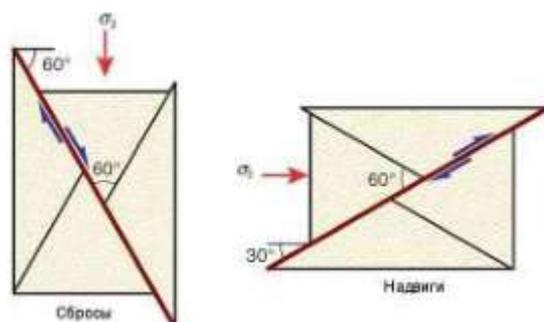


Рис. 6.53. Углы между главным сжимающим напряжением и поверхностью разрыва

Три случая общего напряженного состояния в приповерхностных условиях земной коры (по Андерсону) – примеры структур (рис. 6.54-6.56).



Рис. 6.54. Взбросовый режим



Рис. 6.55. Сдвиговый режим



Рис. 6.56. Сбросовый режим

Влияние высокого порового давления на образование разрывов со смещением

В пористых проницаемых горных породах, насыщенных недренируемой поровой жидкостью под высоким давлением, эффективное напряжение влияет на образование разрывов сильнее, чем полное напряжение. Для этих условий критерий Навье-Кулона можно выразить следующим образом:

$$\tau = \tau_0 - (\sigma - p) \operatorname{tg} \varphi,$$

где p – поровое давление.

Высокое поровое давление уменьшает величину слагаемого, связанного с трением. Таким образом понижается суммарное сопротивление сдвигу и для разрушения залегающих на большой глубине пород требуется меньшее девиаторное напряжение, чем для сухих пород. Этот вывод подтвержден экспериментально.

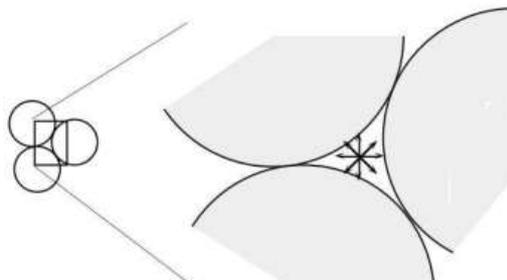


Рис. 6.57. некоторый объем пористой проницаемой горной породы

Поворот трещин в процессе деформации

Если после возникновения трещин скалывания в некотором теле продолжается деформация этого тела, то трещины могут повернуться и изменить свою ориентировку.

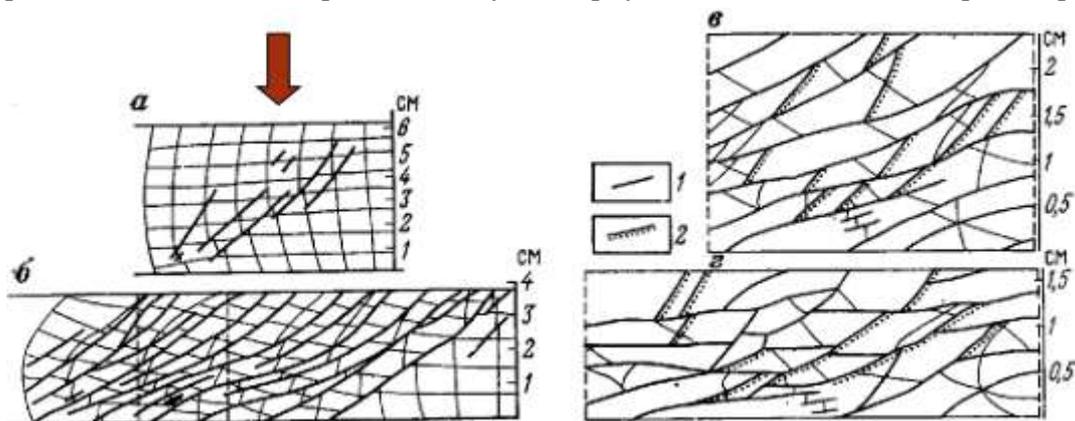


Рис. 6.58. Эксперимент Лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ. Последовательное развитие трещин при сжатии образца. Виден поворот трещин и образование трещин второй генерации

Задача 33

Дано: трещины скалывания, пересекающиеся под острым углом. После образования трещин пластической деформации не было.

Найти: ориентировку оси максимального сжатия σ_3 .

Задача 34

На рисунке 6.59 показано расположение трещин отрыва и недеформированные включения.

Как ориентированы главные оси напряжений? Как располагаются не показанные на рисунке трещины скалывания, если угол скалывания равен 30° ? Зачем привлечена дополнительная информация о включениях?

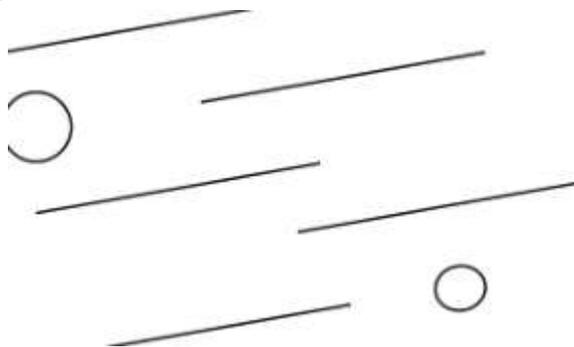


Рис. 6.59. Иллюстрация к задаче 34

Задача 35

На рисунке 6.60 показаны разрывные нарушения, причем поверхности сместителей гладкие и ровные, со следами скольжения параллельно плоскости чертежа. Изобразить секторы, в пределах которых могли располагаться главные оси напряжений, считая, что угол скалывания в горных породах изменяется в пределах от 15° до 40° .

Примечание: а) вспомнить, на каких трещинах – отрыва или скалывания – можно видеть следы скольжения;

б) для определения ориентировки осей напряжений использовать информацию о направлении сдвига.

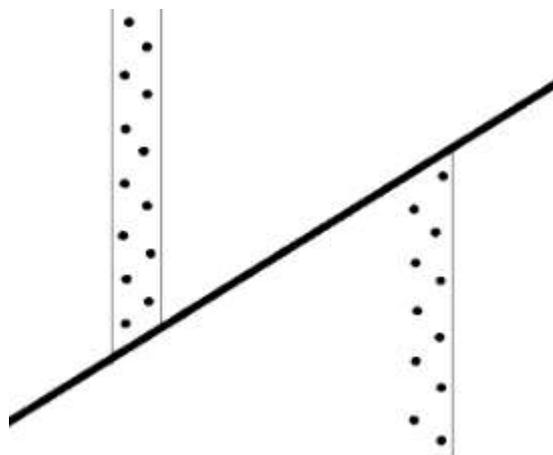


Рис. 6.60. Иллюстрация к задаче 35

Задача 36

Дано: $\sigma_{xx} = -250$ МПа; $\sigma_{yy} = -350$ МПа. Напряженное состояние плоское. Определить расположение трещин скалывания (угол скалывания 30°).

Примечание:

а) σ_{xx} – напряжение, ориентированное параллельно оси x , приложенное к площадке, перпендикулярной оси x ; σ_{yy} – напряжение, ориентированное параллельно оси y , приложенное к площадке, перпендикулярной оси y ;

б) вспомнить, какие напряжения вызывают деформацию и какова ориентировка трещин по отношению к осям этих напряжений

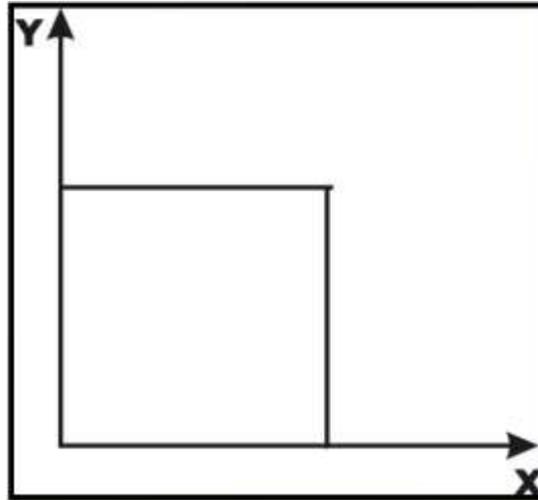


Рис. 6.61. Иллюстрация к задаче 36

Лекция 7. Ориентировка трещин в простых и сложных сдвиговых обстановках. Деформационные свойства горных пород

7.1. Ориентировка трещин в простых и сложных сдвиговых обстановках

Ориентировка трещин при деформации простого сдвига

- В зонах сдвига формируются трещины отрыва и трещины скалывания.
- Все трещины располагаются эшелонировано.
- Трещины *отрыва* ориентированы под углом 45° к направлению сдвига.
- Трещины *скалывания* в зонах сдвига называются *сколами Риделя*. Направление σ_3 является биссектрисой острого угла между сопряженными поверхностями скалывания.
- Трещины, образующие небольшой угол с направлением сдвига, обозначаются R, а трещины, ориентированные под большим углом — R'.

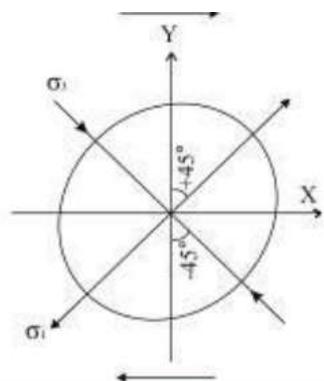


Рис. 7.1. Ориентировка трещин

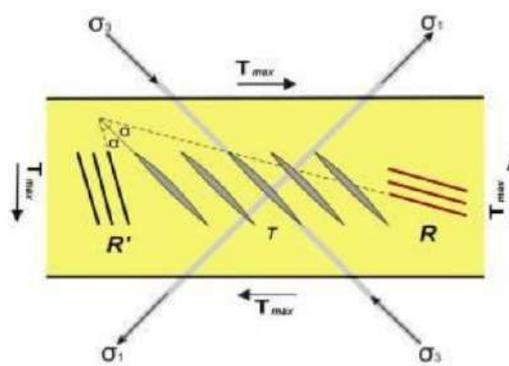


Рис. 7.2. Трещины отрыва и сколы Риделя

Образование систем трещин отрыва в условиях простого сдвига (эксперимент)

Трещины отрыва ориентированы в соответствии с расположением осей растягивающих напряжений, то есть под углом 45° к направлению сдвига.



Рис. 7.3. Эксперимент Э. Клооса (1955)

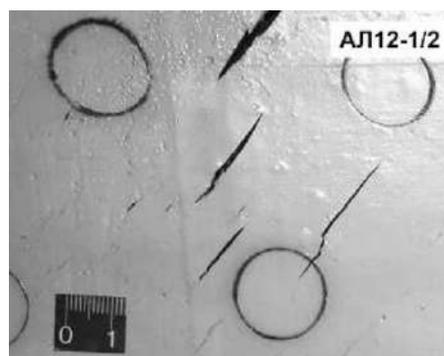


Рис. 7.4. Лаборатория тектонофизики и геотектоники МГУ

Трещины отрыва в зонах сдвига (природа)

Трещины заполнены минеральным веществом. Их расположение эшелонированное. Жилы заполнены минеральным веществом (рис).

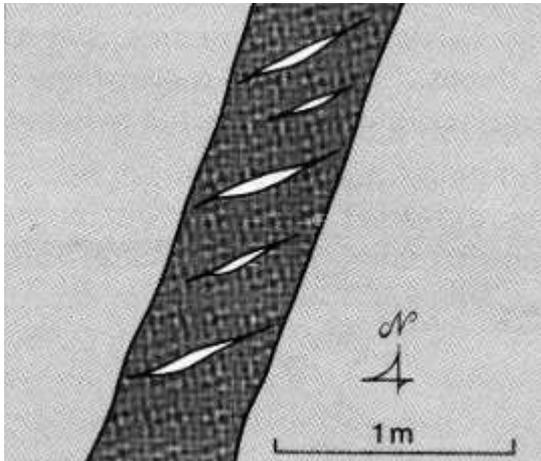


Рис. 7.5. Схематическое изображение веретенообразной формы трещин

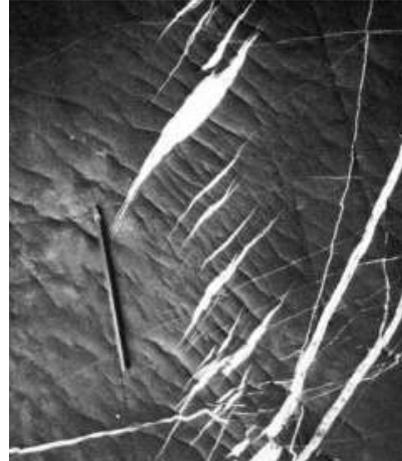


Рис. 7.6. Лестничные жилы

Задача 37

Дано: В зоне простого сдвига обнаружены

- а) эллиптические включения, имевшие до деформации сферическую форму (вязкость вмещающих пород и включений примерно одинакова);
- б) жилы с минеральным заполнением.

Определить, синхронно ли образование этих жил деформации сдвига (другими словами, возникли ли они в одном и том же поле напряжений).

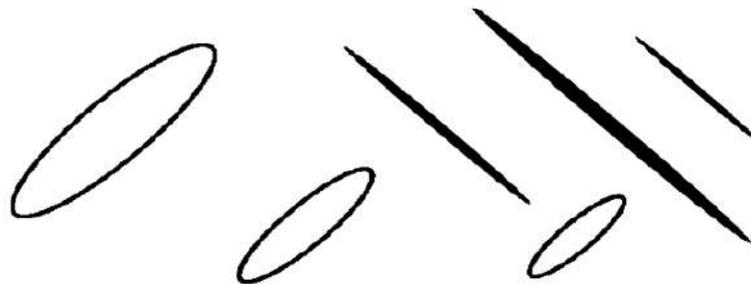


Рис. 7.7. Иллюстрация к задаче 37

Ориентировка сколов Риделя по отношению к направлению сдвига

Примем во внимание, что ось максимального сжатия ориентирована под углом 45° к направлению сдвига, а средний угол скалывания для горных пород равен 30° . Следовательно, R -сколы должны быть ориентированы под углом $45-30=15^\circ$ и R' -сколы должны быть ориентированы под углом $45+30=75^\circ$ к направлению сдвига.

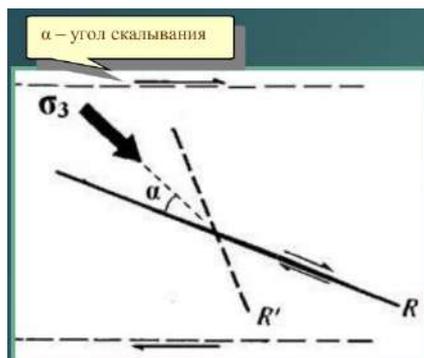


Рис. 7.8. Ориентировка сколов Риделя

В экспериментах с эквивалентными материалами, даже в начале деформации, сколы R' часто ориентированы под углами, большими, чем 75° . Это связано тем, что сколы вращаются, даже будучи еще неявно выраженными. При этом, чем больше угол наклона отрезков к направлению сдвига, тем быстрее они поворачиваются.

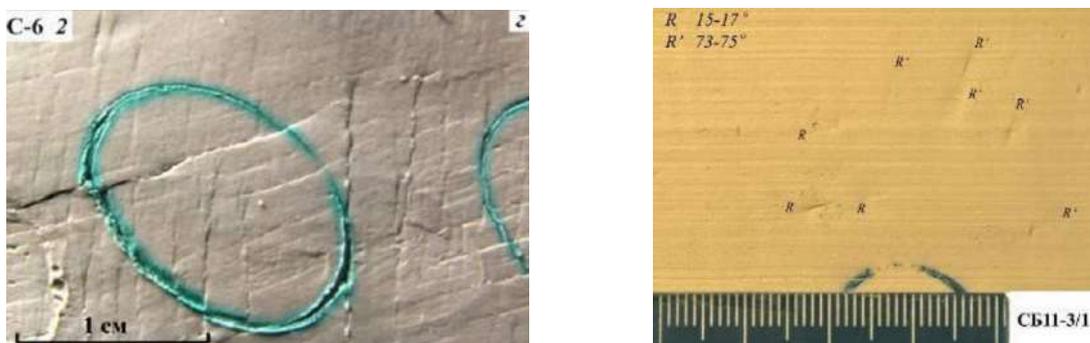


Рис. 7.9. Пример экспериментов по моделированию сдвигов на влажной глине в лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ

Сколы Риделя в природе

Эти сколы всегда расположены эшелонировано (кулисообразно). Сколы R хорошо выражены. Сколы R' выражены хуже и показаны тонкими линиями. В некоторых местах сколы R' почти перпендикулярны направлению зоны сдвига.



Рис. 7.10. Сколы Риделя в природе. Слева – сколы R и R' , справа – сдвиговая сейсмодислокация в Новой Зеландии

Еще один пример: на Севере Западной Сибири видны эшелонированные системы трещин, обнаруженные с помощью сейсморазведочных исследований. Зоны деструкции располагаются эшелонировано. Ориентировка этих структур по отношению к зоне сдвига больше 15° . На самом деле, это сколы Риделя, которые меняют свою ориентировку в чехле большой мощности.

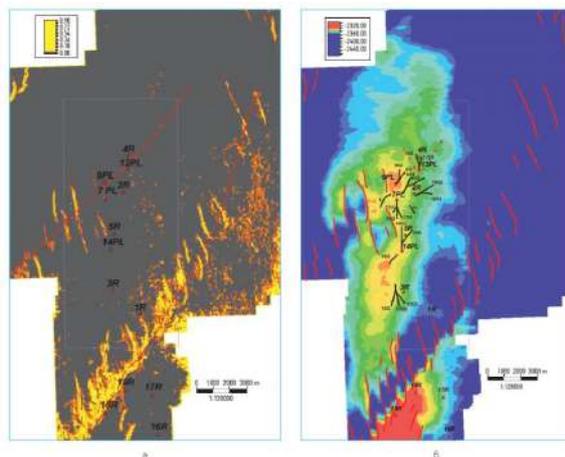


Рис. 7.11. Север Западной Сибири

Ориентировка трещин в обстановках транстенсии и транспрессии

Транстенсия – сочетание простого сдвига с дополнительным растяжением поперек направления сдвига.

Транспрессия – сочетание простого сдвига с дополнительным сжатием поперек направления сдвига.

Изменение ориентировки оси максимального сжатия и, соответственно, ориентировки сколов Риделя в случае транстенсии (б) и транспрессии (с). Вверху (а) показана ситуация без дополнительного сжатия или растяжения.

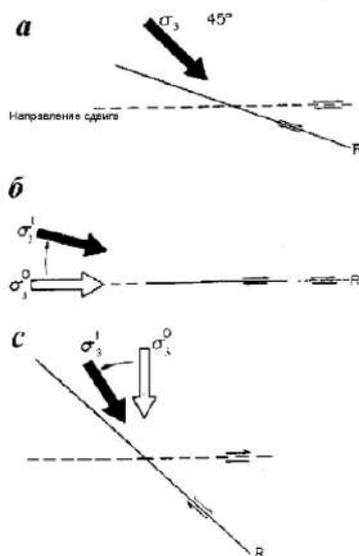


Рис. 7.12. Ориентировка трещин в обстановках транстенсии и транспрессии

Задача 38

Дано: зона простого сдвига и направление сдвига.

Найти:

(а) ориентировку трещин отрыва. Изобразить на чертеже серию таких трещин, расположенных вдоль зоны сдвига.

(б) ориентировку сколов Риделя R и R' . Показать их на чертеже.

Задача 39

На рисунке показана серия лестничных жил, выполненных кальцитом.

Определить направление сдвига и объяснить решение.

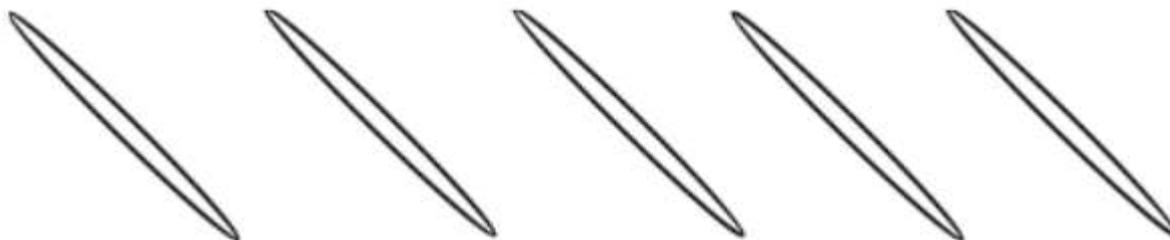


Рис. 7.13. Иллюстрация к задаче 39

Задача 40

Дано: зона простого сдвига и ориентировка сколов Риделя (R) в ней. Угол скальвания 30° – средний для горных пород.

Найти ориентировку осей напряжений и определить характер напряженного состояния (это либо трансенсия – сочетание простого сдвига с растяжением перпендикулярно направлению сдвига, либо обычный простой сдвиг, либо транспрессия – сочетание простого сдвига со сжатием перпендикулярно направлению сдвига).

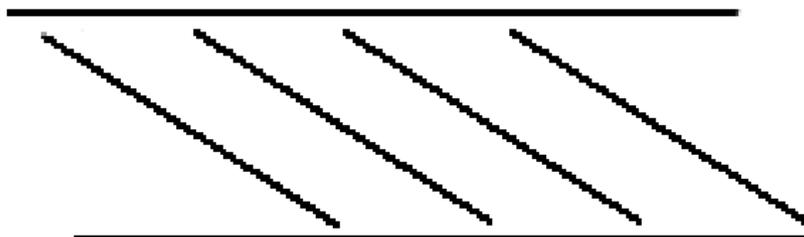


Рис. 7.14. Иллюстрация к задаче 40

Задача 41

Дано: Система эшелонировано расположенных трещин, заполненных кварцем.

Найти: направление сдвига, ориентировку главных осей напряжений.

В условиях какого напряженного состояния сформировалась эта система: трансенсии (сочетание простого сдвига с растяжением перпендикулярно направлению

сдвига), обычного простого сдвига или транспрессии (сочетание простого сдвига со сжатием перпендикулярно направлению сдвига)?

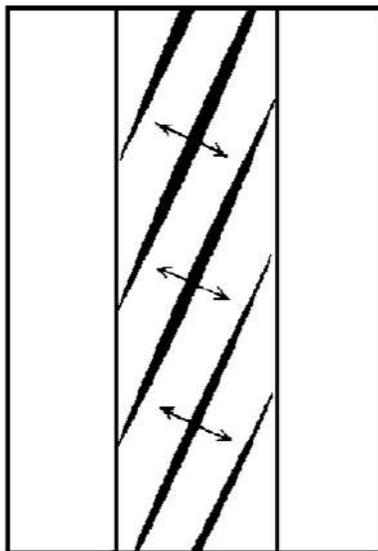


Рис. 7.15. Иллюстрация к задаче 41

7.2. Деформационные свойства пород

Упругость: например, способность пород коры и мантии передавать сейсмические волны (силы действуют в течение очень короткого промежутка времени).

Хрупкость: например, в верхней части коры трещины и разрывы, подобные структурам, получаемым в лаборатории в результате хрупкого дробления.

Вязкое течение в твердом состоянии: например, изостазия, складчатость, деформация тел, первоначальная форма которых известна.



Рис. 7.16. Баальбекская терраса

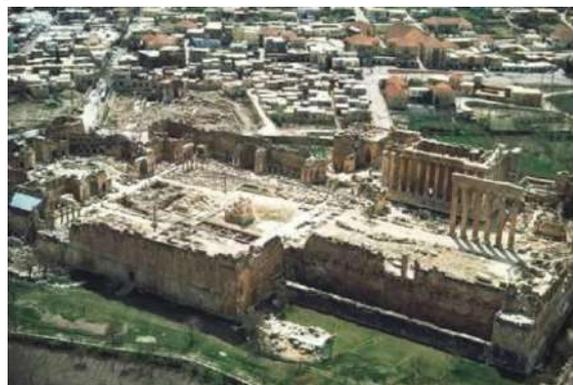


Рис. 7.17. Баальбекская терраса

Баальбекские террасы уже были построены в 5 тысячелетии до н.э. Террасы выложены из громадных каменных блоков весом от 300 до 1000 тонн (к примеру, средний вес каменных блоков в пирамиде Хеопса 2,5 тонны), причем уложены они без какого-либо связывающего состава и настолько точно и аккуратно, что просунуть даже иголку между ними весьма проблематично.

Крупнейшей террасой в Баальбеке является терраса, на которой римляне построили храм своему верховному богу – Юпитеру. Храм Юпитера не дожил до наших дней.

Эта терраса представляет собой каменную полосу шириной около семи метров со стороны северного и южного фасада храма Юпитера в Баальбеке. Терраса состоит из плотно подогнанных гигантских каменных блоков, верхний ряд которых находится на высоте 8 метров.



Рис. 7.18. Крупнейшая терраса в Баальбеке

На самом деле всякий реальный объект обладает всем набором свойств, только проявляются они по-разному: пример – течение меда (рис. 7.19) и ледников (рис. 7.20).



Рис. 7.19. Течение меда



Рис. 7.20. Течение ледников

Реология

Реология изучает механические свойства материалов. Термин произошел от греческого слова *rheo* – течь.

Течение твердых веществ: не только вода течет, но и нефть, сироп, каучук, асфальт, лед, стекло и горные породы. Течение сиропа можно наблюдать за минуты, каучука – за первые часы, льда – за месяцы и годы.

Когда горные породы текут, они постепенно суммируют деформацию, подобно медленно текущему глетчеру или патоке, без образования разрывов или других нарушений сплошности.

Реология (Rheology), или механика сплошной среды, имеет дело с течением горных пород, в то время как механика горных пород (*Rock Mechanics*) в первую очередь имеет дело с тем, каким образом горные породы отвечают на напряжения – хрупкими трещинами и разрывами.

Рассмотрим простые и идеализированные представления механики сплошной среды.

Имеются три фундаментальные пути реакции материалов на напряжения:

- упругая деформация;
- вязкая деформация;
- пластическая деформация.

В горных породах может также осуществляться хрупкая деформация и катакластическое течение, но это не входит в поле рассмотрения механики сплошной среды.

Упругие материалы

Упругие материалы имеют следующие характеристики поведения:

- прямо пропорциональная зависимость между деформациями и напряжениями;
- мгновенная реакция на напряжения;
- обратимая деформация.

Существуют материалы с нелинейной упругостью, но мы их рассматривать не будем.



Рис. 7.21. График линейной упругости

Вязкие материалы (жидкости)

Закон вязкого течения:

$$\tau = \eta \gamma$$
$$\sigma = 2\eta \dot{\epsilon}.$$

Материалы, которые деформируются согласно этому уравнению, называются ньютоновскими вязкими жидкостями.

Чем больше вязкость, тем больше угол наклона прямой на графике.

$$\operatorname{tg} \varphi = 2\eta$$

Обратите внимание, это график зависимости напряжение – скорость деформации

- Линейные соотношения напряжение – скорость деформации
- Напряжение зависит от скорости деформации
- Замедленный ответ на напряжение
- Необратимая деформация

Вязкая деформация предполагает зависимость напряжений от скорости деформации: повышение напряжений приводит к увеличению скорости течения, или более быстрому накоплению деформации.

Вязкая деформация – деформация, зависящая от времени.

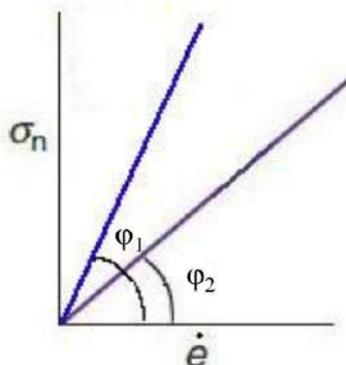


Рис. 7.22. Вязкое поведение тела

Материалы, которые ведут себя как вязкие жидкости: патока, теплый асфальт. На примере асфальта видно, что температура – важнейший фактор, который рассматривается при изучении вязкой деформации.

Среди горных пород вязким поведением обладают магма, соль, флюидонасыщенный ил при сверхвысоком давлении.

Еще один важный фактор текучего поведения горных пород – время. Имеются доказательства того, что при длительной нагрузке горные породы ведут себя подобно жидкостям с очень высокой вязкостью.



Рис. 7.23. Крым. Бодрак. Время деформации 1 час



Рис. 7.24. Сочи. Наджиге. Время деформации сотни тысяч лет

Рассмотрим слоистые пачки горных пород. При их деформации большую роль играет их относительная вязкость. Более вязкие слои часто называют компетентными, а менее вязкие – некомпетентными.

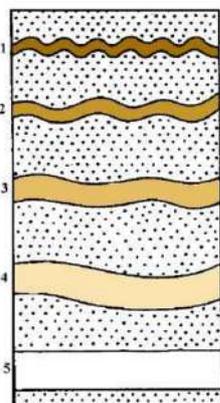


Рис. 7.25. Эксперимент Рамберга



Рис. 7.26. Слоистые пачки горных пород

Горные породы обычно демонстрируют нелинейно-вязкое поведение. Линейная и нелинейная вязкость на диаграмме напряжение-скорость деформации. Наклон прямой отражает вязкость. Кривая имеет постепенно изменяющийся наклон, который называют эффективной вязкостью. Подобного типа диаграммы получены путем экспериментов с нагретыми горными породами.

Однако вязкость неоднородных объемов горных пород – это не то же самое, что вязкость материалов, которые принято считать сплошной средой. Например, пачка слоев деформируется не так, как слагающие эти слои породы. В этом случае также прибегают к понятию эффективной вязкости, но в более широком смысле.

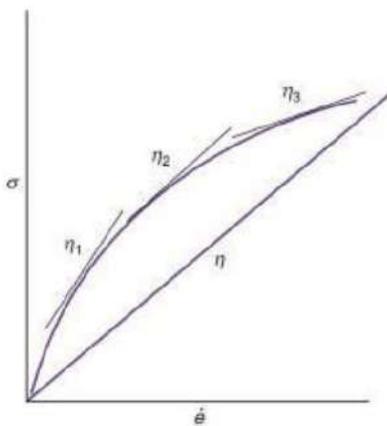


Рис. 7.27. График эффективной вязкости

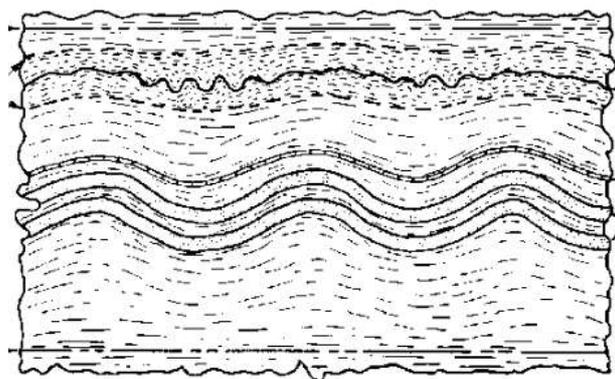


Рис. 7.28. Складки неоднородных объемов горных пород

Пластичные материалы

Термин *пластичность* используется здесь в феноменологическом смысле для обозначения текучего поведения, т.е для остаточных деформаций, развивающихся при напряжениях выше предела текучести (упругости) в кратковременных экспериментах

Идеально пластичные тела

Упругая реакция при напряжениях, не переходящих за предел упругости. За пределом упругости их деформация стабилизируется, и они непрерывно текут.

Раз начавшись, пластическое течение в идеальном случае продолжается без разрыва сплошности материала до тех пор, пока на него действует деформирующее напряжение.

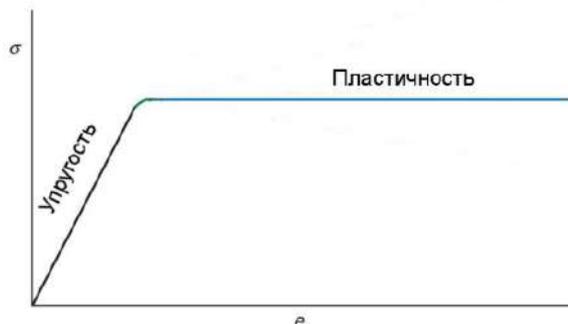


Рис. 7.29. Пластическое течение

Пластическое течение – это пластическая деформация.

Пластическая деформация на диаграмме-напряжение – скорость деформации показана на рисунке 7.30. Для сравнения приведена диаграмма для вязкого тела (рис. 7.31).

Таким образом:

- Пластическая деформация – это деформация при постоянном напряжении, как только будет превышен предел упругости (текучести).
- Напряжение постоянно и не считается со скоростью деформации.
- Деформация необратима.

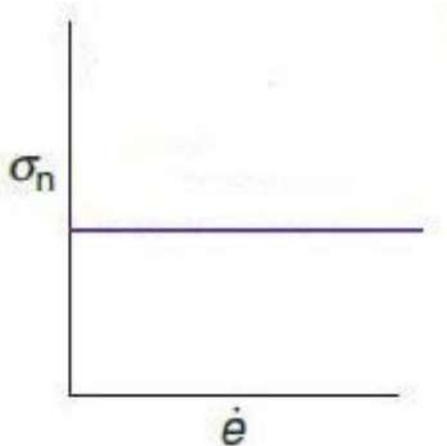


Рис. 7.30. Пластическая деформация

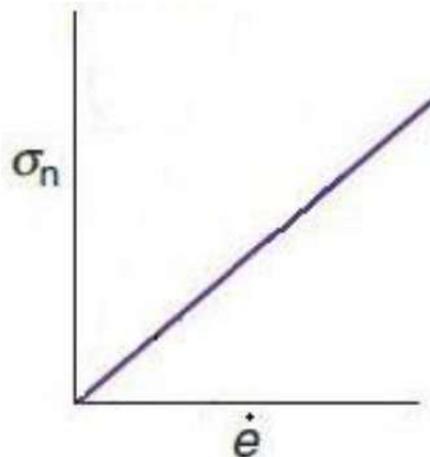


Рис. 7.31. Вязкое поведение тела

Диаграммы напряжение-деформация для упруго-пластического поведения тела

У некоторых материалов предел упругости четко маркируется увеличением деформации без соответствующего роста напряжения. Для горных пород более типичен

такой график зависимости деформации от напряжения, когда кривая поднимается и за пределом упругости, но значительно положе, чем в упругой области (деформация с упрочнением). В некоторых ситуациях наблюдается деформация с разупрочнением.

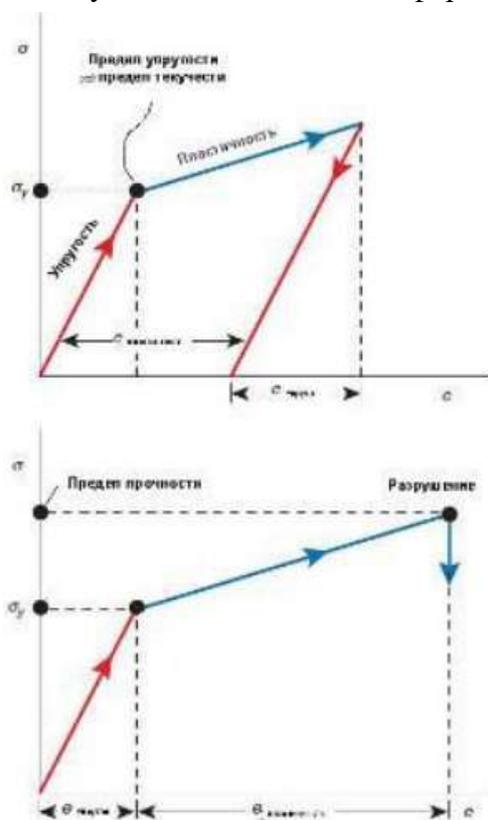


Рис. 7.32. (а) Упругая деформация сменяется пластической при превышении предела упругости. Если снять напряжение, упругая часть деформации уменьшается до нуля, а пластическая, или необратимая, деформация остается. (б) В этой ситуации напряжение возрастает до того значения, когда начинается хрупкое разрушение

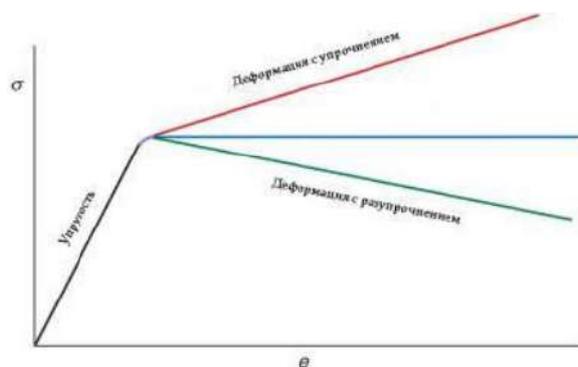


Рис. 7.33. Упруго-пластическое поведение тела

Задача 42

Дано: график зависимости деформации от напряжения (рис. 7.34).

Найти: модуль Юнга.

Задача 43

У какого из тел, поведение которых в координатах σ , ϵ изображено на рисунке 7.35, вязкость больше?

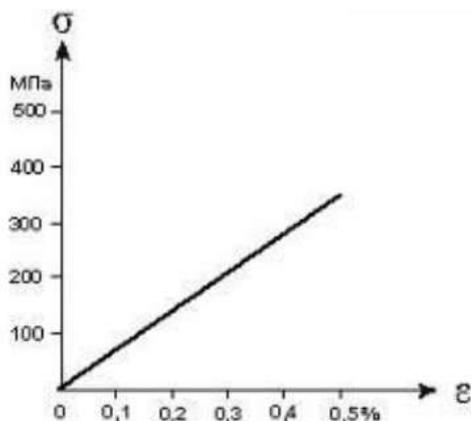


Рис. 7.34. График зависимости деформации от напряжения

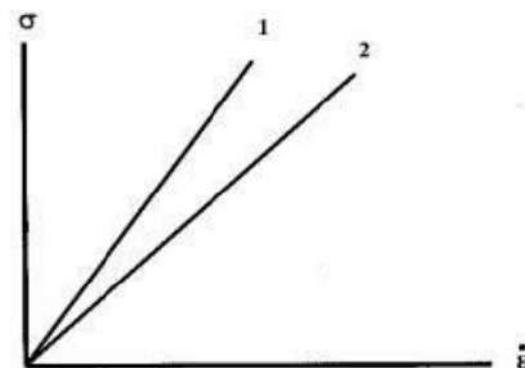


Рис. 7.35. График вязкого поведения тел

Задача 44

Нарисуйте кривую деформирования для пластического течения твердого тела в координатах σ , ϵ .

Задача 45

Постройте график зависимости скорости пластической деформации тела о величины напряжения при достижении напряжением предела упругости.

Задача 46

Покажите на графике в соответствующих координатах такое свойство, как ползучесть.

Зависимость деформационных свойств горных пород от условий деформирования

Различные типы механического поведения горных пород и их физическая и геологическая интерпретация

Исследования проводились по нескольким направлениям:

- теория деформации, разработанная физиками;
- исследование деформации образцов горных пород и минералов в широком диапазоне температуры, всестороннего давления и скорости нагрузки;
- аналоговое моделирование на эквивалентных материалах;
- полевые и лабораторные исследования;

Главные механизмы образования остаточной деформации (микроскопический уровень):

- катакластическое течение (дробление и скольжение с трением);
- внутрикристаллическая пластическая деформация;
- перекристаллизация и рост зерен.

Эти механизмы действуют совместно в различных сочетаниях

Механическое поведение горных пород изменяется в широких пределах в зависимости от:

- Давления
- Температуры
- Активности флюидов
- Времени

Влияние физических условий на механические свойства пород

Всестороннее давление

Давление зависит от глубины залегания $P = \rho g z$. Например, литостатическое давление в основании континентальной коры, имеющей толщину 35 км, составляет 1000 МПа или 10 кбар.

Давления, достигающие этой величины, могут быть получены экспериментально. Широко известны эксперименты по деформации мрамора.

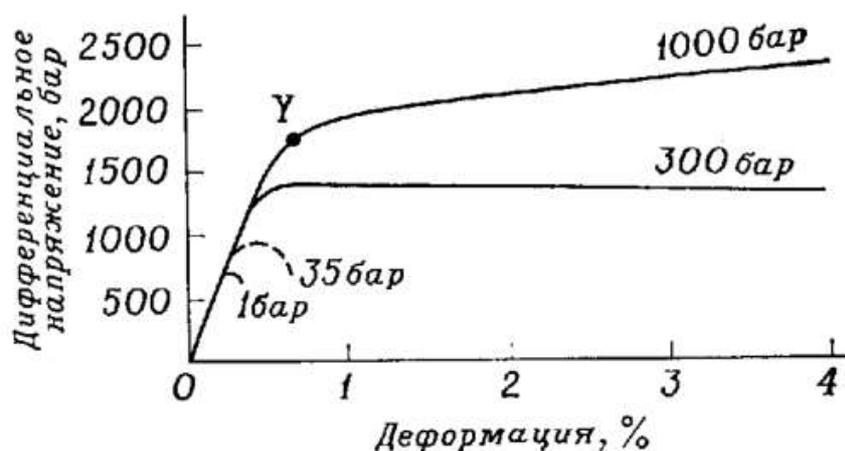


Рис. 7.36. А. 1 бар – атмосферное давление. Хрупкое дробление. Б. 35 бар. Трещины скалывания. В. 300 бар. Сосредоточение деформации в ограниченной зоне, расположенной под углом к оси нагрузки. Г. 1000 бар. Однородная деформация (течение)

Выводы

Во всех четырех опытах деформация привела в конечном счете к разрушению образца, но величина остаточной деформации, предшествующей разрыву (мера текучести), увеличивается по мере роста всестороннего давления.

Можно выделить три главных типа поведения горных пород при деформации: хрупкое, переходное между хрупким и текучим и текучее поведение (связное течение), об этом уже говорилось ранее. Во всех горных породах повышение всестороннего давления способствует переходу от хрупкого поведения к текучему.

У каждой горной породы при данном всестороннем давлении существует предел прочности и предел текучести или упругости (напряжение, при котором начинается пластическое течение).

При возрастании всестороннего давления предел прочности приближается к пределу текучести и превосходит его.

Температура

Температура в земной коре зависит как от глубины, так и от других причин. Температура в основании коры мощностью 30 км может составлять 400-650°.

Выполнено множество экспериментов по деформации образцов горных пород в условиях высоких давлений и температур

При повышении температуры предел текучести (предел упругости) понижается, интервал текучего поведения расширяется, а величина деформационного упрочнения уменьшается.

Для разных пород диаграммы деформации в экспериментах различались. Однако выяснилось, что во всех поликристаллических агрегатах воздействие температуры при любом постоянном высоком давлении приводит к понижению предела текучести, препятствует образованию трещин и усиливает текучесть

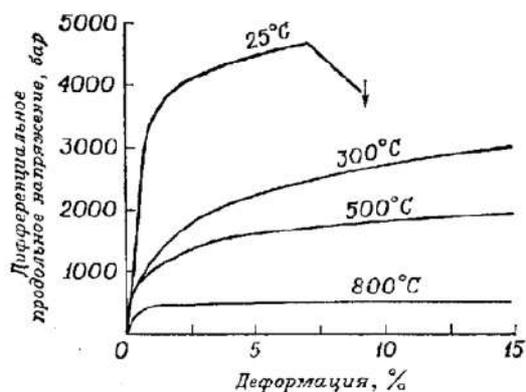


Рис. 7.37. Влияние различных температур на характер диаграмм деформации мрамора для случая растяжения при всестороннем давлении 5 кбар (500 МПа). (Griggs et al., 1960)

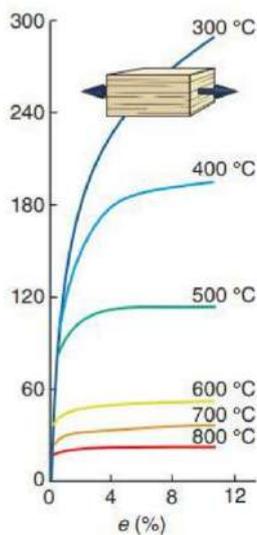


Рис. 7.38. Кривые зависимости между напряжениями и деформацией для юльского мрамора в условиях растяжения (Heard and Raleigh, 1972). По оси ординат – дифференциальное напряжение в меганаскалях

Присутствие жидкой фазы

Физико-химический эффект влияния флюидов на прочность

Метаморфизм: происходит взаимодействие между твердой и жидкой фазами, следовательно изменяются механические свойства пород.

Изменение прочности:

- растворение сильно напряженных частей зерен и рост их в другом месте;
- рост новых фаз, стабильных при данных метаморфических условиях.

Эксперименты:

В присутствии воды кварц и другие очень прочные силикаты при определенных сочетаниях температуры и давления становятся очень слабыми и текучими (гидролитическое ослабление)

Эффект Ребиндера:

Происходит адсорбция поровой воды на внутренних поверхностях пор, что приводит к уменьшению свободной энергии на границах фаз. Уменьшение поверхностной энергии приводит к понижению прочности.

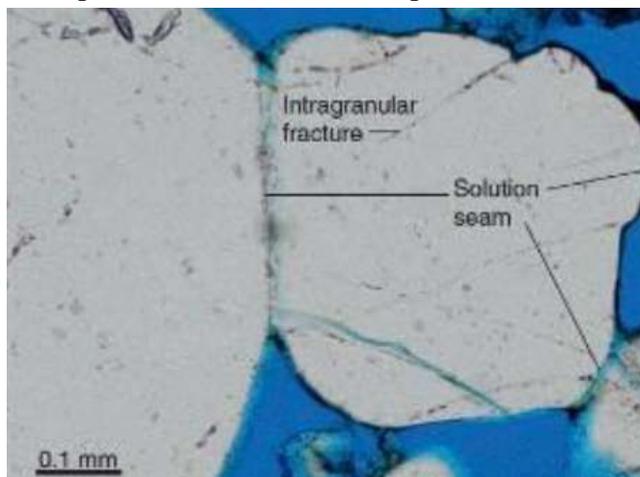


Рис. 7.39. Адсорбция поровой воды

Механический эффект влияния флюидов на прочность

Появление поровой жидкой фазы, находящейся под высоким давлением. Бурение показало, что давление поровых жидкостей даже на сравнительно малых глубинах иногда сильно превосходит равновесное (гидростатическое).

Следствия:

При повышенном давлении поровых жидкостей давление между твердыми зернами не соответствует литостатическому, а понижено на величину, зависящую от порового давления:

$$P_e = P - P_f,$$

где P_e – эффективное давление, P_f – поровое (флюидное) давление.

Эксперименты показали: возвращение к явлениям скалывания в породе, которая при этих же температуре и давлении нормально должна быть текучей

Длительность негидростатической нагрузки

Скорость деформации в эксперименте $\min 10^{-8} \text{ c}^{-1}$ (т.е. 100% за примерно 3 года). В природе длительность, например, складкообразования - сотни тысяч и миллионы лет.

Эксперименты показали: воздействие пониженной скорости деформации проявляется в понижении предела текучести и возрастании роли пластического течения.

При более низких скоростях деформации в интервале $400-500^\circ$ деформационное упрочнение практически исчезает и достигается состояние устойчивого медленного течения при постоянном напряжении.

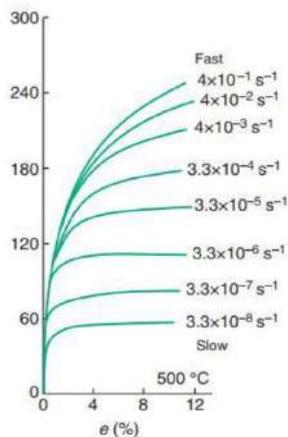


Рис. 7.40. Кривые скоростей деформации. Устойчивое медленное течение

Понижение скорости деформации и повышение температуры оказывают сходное действие на поведение пород. Скорость «залечивания» нарушений примерно равна скорости их накопления. Достигается устойчивое состояние медленного вязкого течения (при постоянном напряжении ниже предела текучести). Это ползучесть или крип (*creep*).

В природе большая часть проявлений ползучести относятся к установившейся стадии.

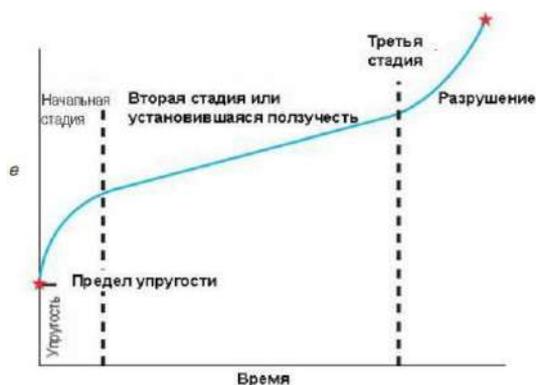


Рис. 7.41. Типичная диаграмма зависимости деформации от времени для ползучести при постоянном напряжении

Изменение деформационных свойств горных пород в зависимости от различных условий показано в таблице 7.1.

Таблица 7.1. Изменение деформационных свойств горных пород в зависимости от различных условий

Возрастание (→) или убывание (←) величины деформационных свойств горных пород и толщ при возрастании значений «внешних» параметров				
	Предел упругости σ_e	Предел прочности σ_s	«Диапазон текучести», $\sigma_s - \sigma_e$	Вязкость, η
Длительность процесса, t	←	←	→	?
Равномерное всестороннее давление, p	→	→	→	→
Флюидное давление, p_f	←	←	→	←
Температура, T	←	←	→	←

Задание

Даны два графика в координатах напряжение – скорость деформации. Какой из них характеризует вязкое течение, а какой – пластическое?

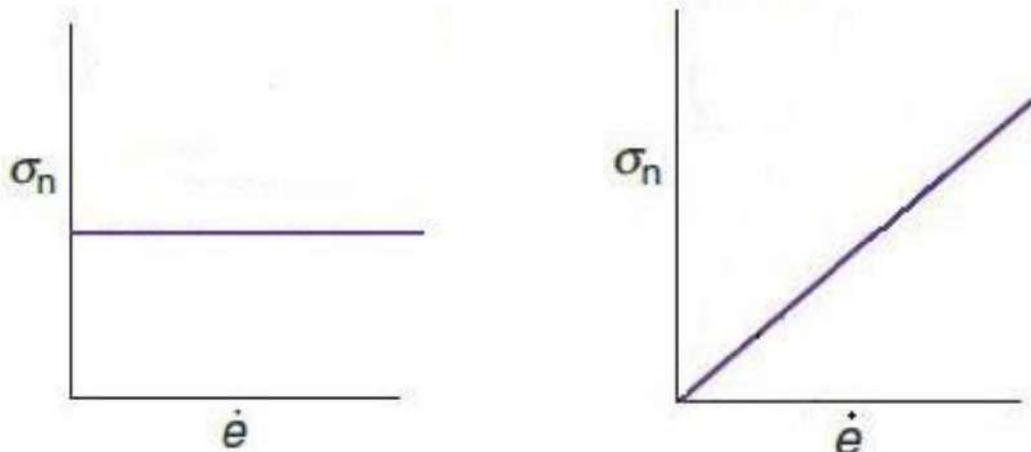


Рис. 7.42. Рисунки к заданию

Задача 47

Изобразите с помощью серии кривых в координатах “напряжение-скорость деформации” зависимость вязкости горных пород от температуры.

Задача 48

Изобразите с помощью серии кривых в координатах напряжение -деформация зависимость предела текучести от температуры.

Задача 49

На рисунке 7. 43 приведены диаграммы деформирования и хрупкого разрушения тела (скалывания) при различных величинах всестороннего давления. Укажите, какие кривые соответствуют большим величинам всестороннего давления, а какие – меньшим и почему.

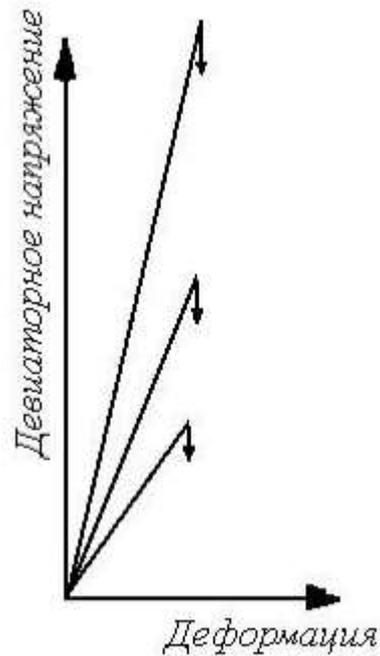


Рис. 7.43. Диаграммы деформирования и хрупкого разрушения тела к задаче

Лекция 8. Влияние силы тяжести на тектонические деформации

8.1. Физические основы действия силы тяжести

Парадокс влияния силы тяжести

Сила тяжести – сила вертикальная, но ее эффект заключается в горизонтальных перемещениях тел. Например, кирпич на абсолютно горизонтальном льду неподвижен, а на слегка наклонном движется почти по горизонтали.

Первое проявление силы тяжести – перемещение тел любых размеров вниз по склону. Подробно формирование деформационных структур в этой ситуации мы с вами рассмотрим во второй части курса.

Гравитационные покровы (шарьяжи), подводные оползни – слампы олистостромы, обломочные частицы разных размеров – это ряд по мере уменьшения размеров, перемещаемых тел. А суть одна – переместить эти тела на более низкий гипсометрический уровень.

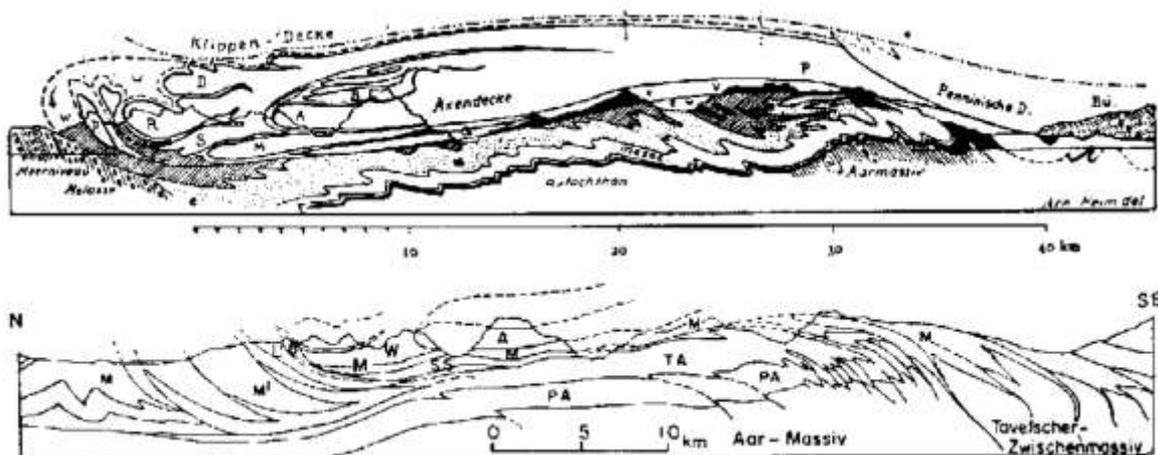


Рис. 8.1. Схематические разрезы Альп Гларуса. Из Руттена, 1972. Покровы трактуются как гравитационные

На рисунках 8.2 и 8.3 показаны примеры крупных оползневых тел.



Рис. 8.2. Крупный оползень в Китае 15 ноября 2020 Автор: Global Look Press

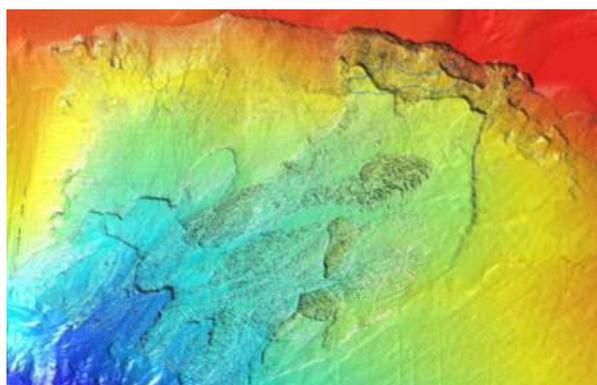


Рис. 8.3. Топография дна с крупным оползневым потоком Сторегга на пассивной континентальной окраине Норвегии. (Kvalstad et al., 2005)

Еще один пример проявления пассивной силы тяжести – подводные *fold thrust belts* (это огромные подводные оползни, или слампы). В этих структурах присутствуют не только надвиги, но и структуры растяжения.

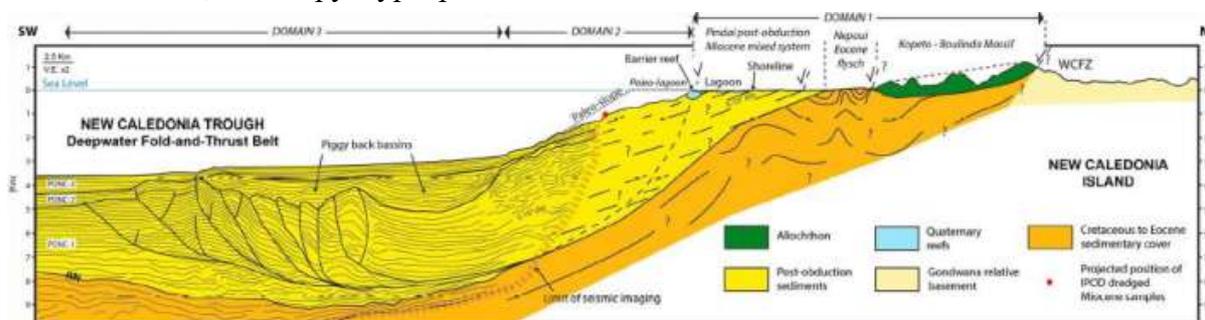


Рис. 8.4. Новая Каледония (Collot et al., 2017)

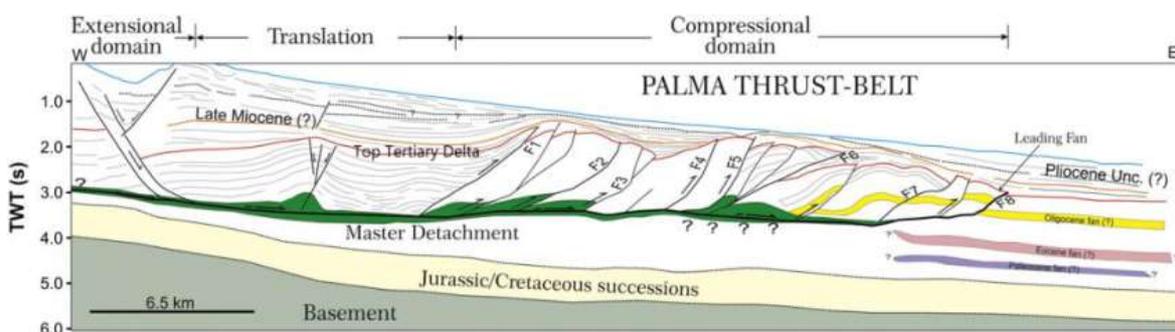


Рис. 8.5. Побережье Мозамбика (Mahanjane, Franke, 2014)

Сила тяжести как пассивный фактор тектогенеза

В рассмотренных случаях имеет место нивелирование рельефа земной поверхности путем перемещения масс из области поднятия в область сопредельной впадины.

Несмотря на то, что формирование покровов Гельветского типа и других подобных структур было принято называть «гравитационным тектогенезом» на самом деле это всего лишь пассивная реакция силы тяжести на «активный тектогенез», направленная на уничтожение результатов последнего.

8.2. Сила тяжести как активный фактор тектогенеза

Локальная инверсия плотности

Одним из наиболее очевидных проявлений силы тяжести является процесс формирования соляных куполов и диапиров.

Примем во внимание: из физики известно, что жидкость перетекает из области повышенного в область пониженного давления. Однако важно, чтобы эти области находились на одном и том же горизонтальном уровне.

В обоих случаях, показанных на рисунке 8.7, имеет место тенденция к выполаживанию.



Рис. 8.6. Соляной купол

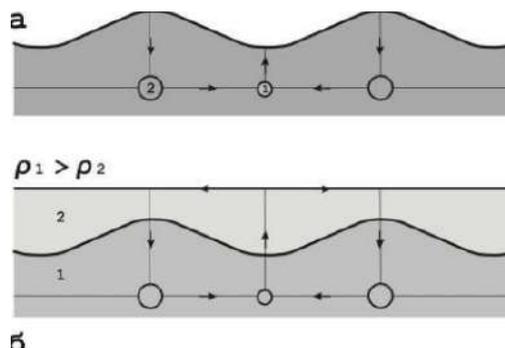


Рис. 8.7. Локальная инверсия плотности

Рассмотрим следующую ситуацию:

- $\rho_2 > \rho_1 > \rho_3$;
- $\rho_2 \gg \rho_3$.

Гравитационное равновесие

А) Исходное идеальное состояние: горизонтальное залегание толщ. Границы между ними абсолютно ровные. Литостатическое давление не изменяется по латерали.

Б) Исходное реальное состояние: неустойчивое равновесие. Разное литостатическое давление из-за неровностей на границе толщ. Зарождение купола.

В) Дальнейшее развитие процесса: лавинообразное увеличение разности литостатического давления и скорости тектонического течения. Образование карнизов.

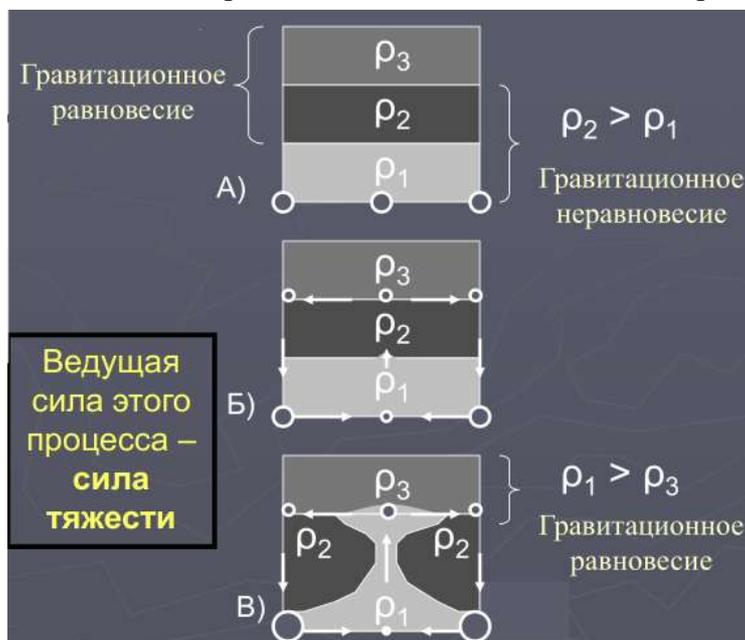


Рис. 8.8. Гравитационное равновесие

Структуры, сформированные толщами соли:

- $2,2 \text{ г/см}^3$ (соленосная толща) $\gg \rho_1 < \rho_2 \gg 2,5 \text{ г/см}^3$ (нижняя терригенная толща).

Лавинный процесс: из-за разности давлений растет поднятие и углубляются впадины, что еще больше увеличивает разность давлений).

- $2,2 \text{ г/см}^3 \gg \rho_1 > \rho_3 \gg 2,0 \text{ г/см}^3$ (верхняя терригенная толща).

Дальше поднятие не растет (теперь в его верхней части повышенное давление) и расползается в виде «козырьков».



Рис. 8.9. Соляной купол в Загросе на границе Ирака и Ирана.

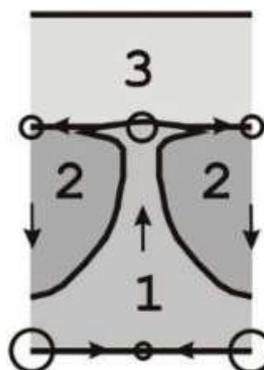


Рис. 8.10. Процесс формирования структур толщами солей

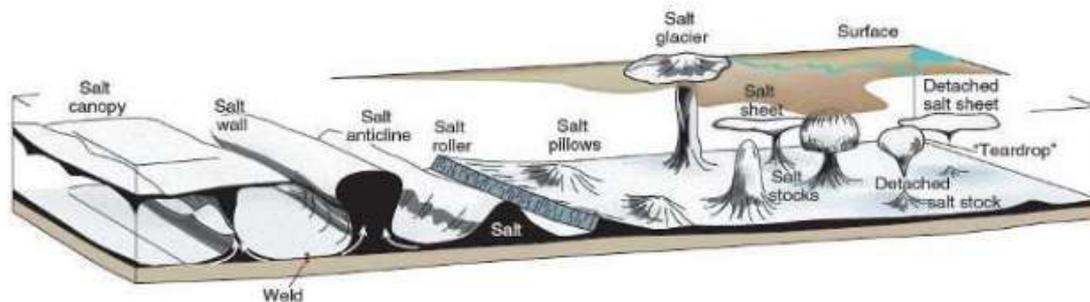


Рис. 8.11. Различные типы соляных структур, их название и геометрия. (Fossen, 2011)

Кроме соли могут всплывать разжиженные глины, магма и т.п. Материал с малой плотностью поднимается вверх благодаря силе плавучести.

Математически эти структуры можно описать через явление неустойчивости Рэля — Тейлора, которая имеет место на границе между двумя толщами разной плотности.

Простейший случай неустойчивости Рэля — Тейлора — неустойчивость поверхности раздела жидкостей либо газов с различными плотностями в поле тяготения, когда слой более плотной среды лежит в неустойчивом равновесии на слое менее плотной. Если в начальном состоянии плоскость раздела перпендикулярна вектору силы тяжести, то любое возмущение поверхности раздела будет расти с течением времени, так как участки более плотной среды, оказавшиеся ниже плоскости раздела, начинают «тонуть» в менее плотной среде, а участки менее плотной среды, оказавшиеся выше плоскости раздела, начинают «всплывать» в более плотной среде. Такое взаимное проникновение ведет к уменьшению потенциальной энергии системы, которая

достигает минимума, когда слои полностью меняются местами, то есть система достигает устойчивого равновесия.

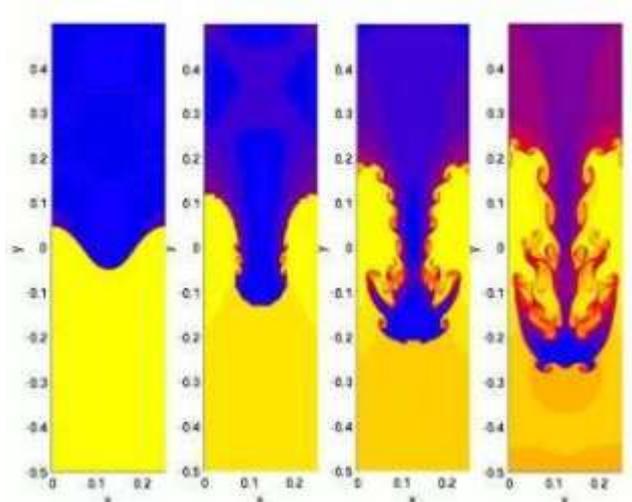


Рис. 8.12. Диаграмма неустойчивости поверхности раздела жидкостей либо газов с различными плотностями в поле тяготения



Рис. 8.13. Пример неустойчивости Рэля-Тейлора

Это сейчас всеми признано, что более или менее цилиндрические тела соли, протыкающие осадочные слои во многих регионах земного шара, внедрены силой всплывания, вызванной разностью плотностей. Это было высказано Аррениусом еще в 1912 г. относительно куполов Германии, однако получило преобладающее признание только после 1930 г.

Экспериментальное подтверждение формирования соляных куполов вследствие инверсии плотности и всплывания более легкого материала.



Рис. 8.14. Соляные структуры в Dasht-e Kavir, Иран. Видна округлая форма диапиров (Fossen, 2011)

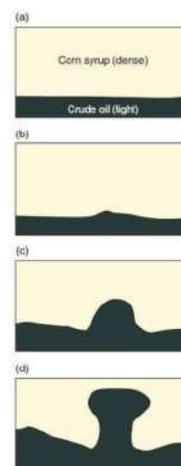


Рис. 8.15. Последовательные стадии роста поднятия нефти (черное) в сиропе. Схематическая зарисовка опыта Неттона, 1934 (из Fossen, 2011)

Учеными было сделано экспериментальное подтверждение формирования диапировых структур вследствие всплывания легкого материала (рис. 8.16).

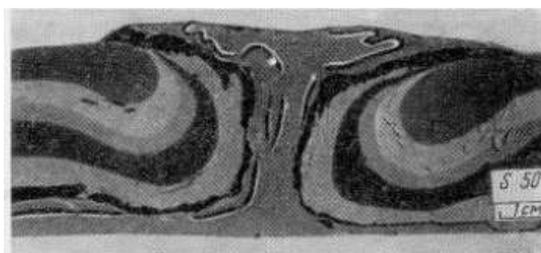


Рис. 8.16. Опыты Х. Рамберга в центрифуге

Рис. 8.17. Центрифугированная модель купола из силикона со смятым в складки и разорванными слоями модельной глины; купол прорвал слоистую толщу грунтовки контрастной расцветки

Ниже показаны структуры гор Загрос в Иране (рис. 8.18-8.21).



Рис. 8.18. Горы Загрос, Иран



Рис. 8.19. Горы Загрос, Иран



Рис. 8.20. Горы Загрос, Иран



Рис. 8.21. Горы Загрос, Иран

Совместное проявление активной и пассивной силы тяжести показано на рисунках 8.22 и 8.23. Такое проявление происходит на пассивных окраинах, где много осадочного материала. В этих местах часто присутствуют толщи соли. При перемещении по склону в оползне образуются разрывы. В этот момент помимо неравновесного состояния, происходит уменьшение давления над разрывами. Таким образом, структуры осложняются соляными куполами.

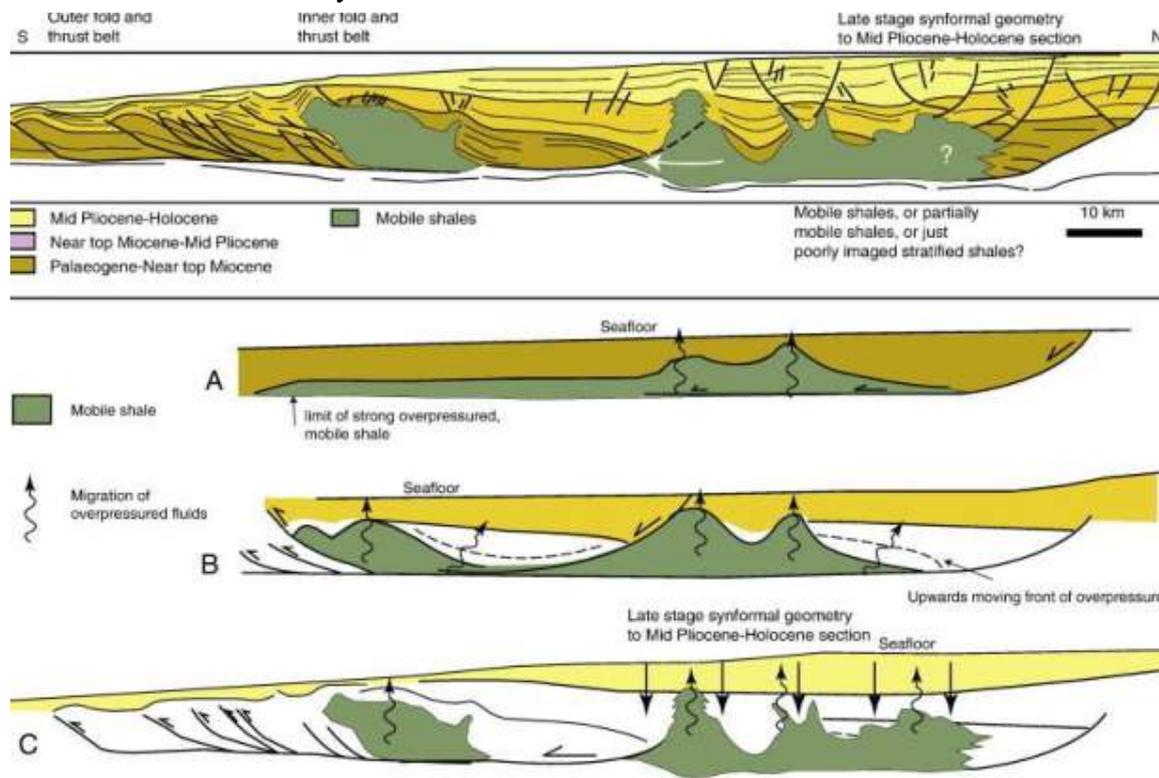


Рис. 8.22. Совместное проявление активной и пассивной силы тяжести

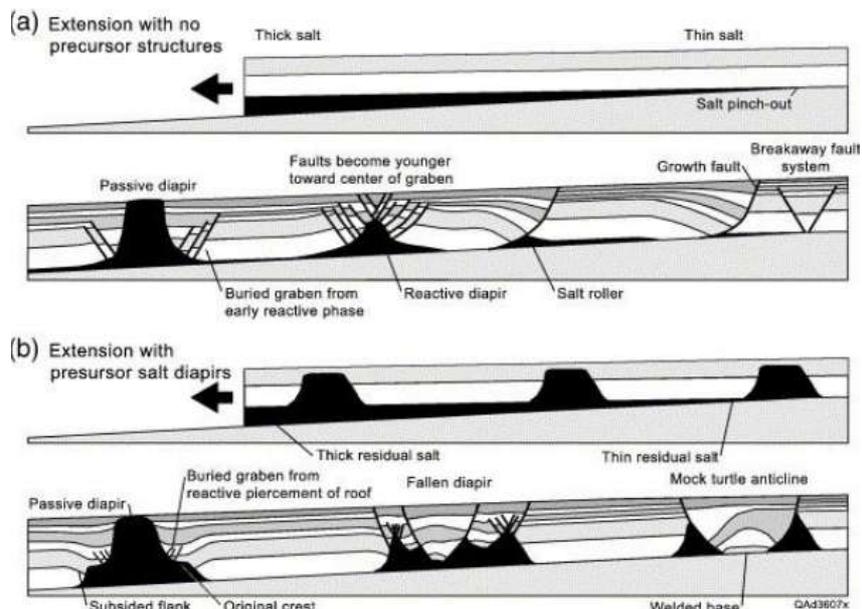


Рис. 8.23. Совместное проявление активной и пассивной силы тяжести

Региональная инверсия плотности

Выше были рассмотрены примеры *локальной* инверсии плотности.

Структуры регионального масштаба возникают при проникновении в осадочную толщу теплового импульса из мантии.

Следствия прогрева:

Простое нагревание – породы как таковые немного расширяются и тем самым их плотность становится меньше. Но обычно в них сохраняются флюиды (еще с момента осадконакопления), которые расширяются гораздо значительно больше самих пород. Таким образом, толщи с нагретыми флюидами становятся существенно менее плотными, чем «холодные».

Это приводит к возникновению инверсии плотности в осадочной толще, так как нижняя ее часть становится легче верхней (то же происходит при подогреве снизу воды в чайнике).

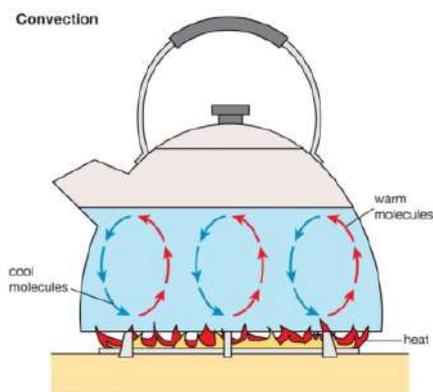
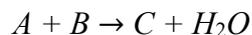


Рис. 8.24. Аналогия с подогревом воды в чайнике

Нагревание также приводит к региональному метаморфизму. При увеличении степени метаморфизма происходит прогрессивная потеря воды, находящейся в различном виде в минералах.

Характерная реакция:



Метаморфическая реакция дегидратации осадочной толщи:



Пример метаморфической реакции дегидратации. Возрастание объема на 10%

Дополнительное увеличение объема легкой нагретой воды в породах (а такая вода не уходит сразу) приводит к еще большей разности плотностей.

В результате нижняя, более легкая часть толщи “всплывает”, а более тяжелая погружается.

В процессе этих взаимных перемещений в слоистых толщах может возникнуть складчатость

Условия возникновения конвекции

Критерий устойчивости Рэля



Рис. 8.25. Великий английский физик Дж.У. Рэлей (1842-1919)

Подогрев снизу вызывает в слое или толще состояние инверсии плотности. Однако, как это выяснил еще в начале 20-го века великий английский физик Дж. У. Рэлей, не всякая инверсия плотности влечет за собой конвекцию в этом слое или толще. Существует обобщенный показатель, открытый этим ученым и названный впоследствии в его честь числом Рэля:

$$R = \frac{\Delta\rho}{\rho} \cdot \frac{gh^3}{\nu\kappa}$$

Критерий (число) Рэля для толщи, подогреваемой снизу и потенциально способной к конвекции.

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

Определение кинематической вязкости слоя или толщи.

$$X = \frac{\chi}{\rho c}$$

Определение температуропроводности слоя или толщи.

В числителе критерия Рэлея фигурируют параметры, способствующие конвекции, а в знаменателе – параметры, препятствующие конвекции:

$\frac{\Delta\rho}{\rho}$ – относительная разность плотностей в кровле и подошве горизонтального слоя, подогреваемого снизу. Это отношение выражает степень инверсии плотности и зависит от разности температур в подошве и кровле слоя и коэффициента объемного теплового расширения вещества слоя.

g – ускорение силы тяжести. Разность литостатических давлений на одном горизонтальном уровне в разных местах является «движущей силой» конвективного процесса. Но само литостатическое давление определяется по формуле $p = \rho gh$, в которую входит множитель g . Чем выше ускорение силы тяжести g , тем выше литостатическое давление, а тем самым выше и разность литостатических давлений.

h^3 – мощность горизонтального слоя. Будучи в третьей степени, 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.

ν – кинематическая вязкость вещества слоя - частное от деления «обычной» вязкости на плотность этого вещества $\nu = \frac{\eta}{\rho}$. Отражает сопротивление вещества относительным перемещениям его элементарных объемов.

Числа Рэлея

Существует 1-е критическое число Рэлея $R_1 \sim 10^3$, оно безразмерно. Если $R < R_1$, то конвекция не возникает, а вот при $R > R_1$ конвекция начинается.

Есть существенная разница между «всплыванием» соляных диапиров (сейчас это называется «химической конвекцией», т.к. инверсия плотности обусловлена разницей плотности разных веществ, в нашем случае осадочных пород и соли) и тепловой конвекцией, обусловленной лишь разницей температур в подошве и кровле слоя или толщи. В первом случае выступ соли сохраняет свою плотность.

Во втором случае выступ с повышенной температурой (и пониженной плотностью) попадает в область более низких температур, и его плотность увеличивается, так что его дальнейший подъем становится проблематичным. Число Рэлея как раз и устанавливает критический порог.

Помимо 1-го критического числа Рэлея $R_1 \sim 10^3$, существует 2-е критическое число $R_2 \sim 10^4$.

При $R_1 < R < R_2$ конвекция происходит в форме вытянутых по горизонтали линейных валов.

Возникающая при этом складчатость – также линейная, что характерно для большинства складчатых областей.

Линейная форма конвекции

Эквивалентный материал: сплав канифоли с машинным маслом Техника изготовления образцов: охлаждение, дробление, засыпка тонкими слоями, уплотнение под прессом, слабое нагревание

Способ реализации теплового импульса: прибор с проводящей нижней стенкой (дном) и теплоизолирующими остальными стенками помещался в термокамеру.

Изучение результатов: охлаждение и разрезание образца.

Результат опыта: в модельных образцах формируется складчатость, линейная в плане (была подобрана такая разность температур в подошве и кровле образца – около 5° – чтобы было лишь слегка превышено первое число Рэлея R_1). Крупные структурные формы осложняются мелкими складками

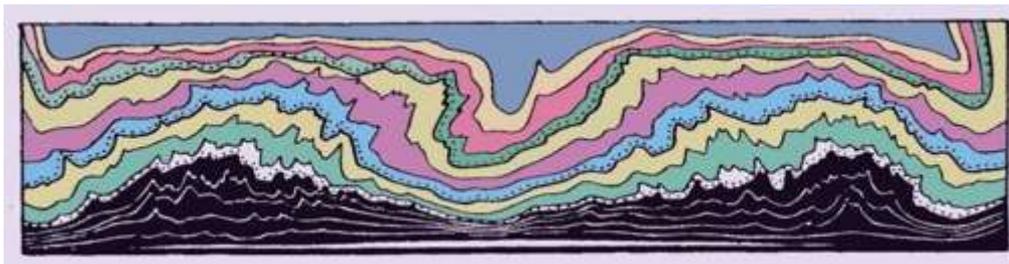


Рис. 8.26. Сформированная складчатость в модельном образце

Купольная форма конвекции

При $R > R_2$ конвекция происходит в форме куполов.

В критерии Рэлея в числителе фигурирует степень инверсии плотности, прямо пропорциональная вертикальному градиенту температуры.

Поэтому при умеренных значениях градиента температуры и при умеренной степени регионального метаморфизма $R < R_2$ и мы наблюдаем линейную складчатость.

А при повышенных значениях температуры, т.е. при повышенной степени метаморфизма, $R > R_2$, и мы часто наблюдаем гнейсовые или гранито-гнейсовые купола, а также более крупные изометричные структуры.



Рис. 8.27. Ячейки Бенара, возникающие при тепловой конвекции в горизонтальном слое жидкости, подогреваемом снизу (эксперимент А.Г. Кирдяшкина и А.А. Кирдяшкина).

Возможно, тепловая конвекция в земной коре играет заметную роль в формировании структуры складчатых сооружений.

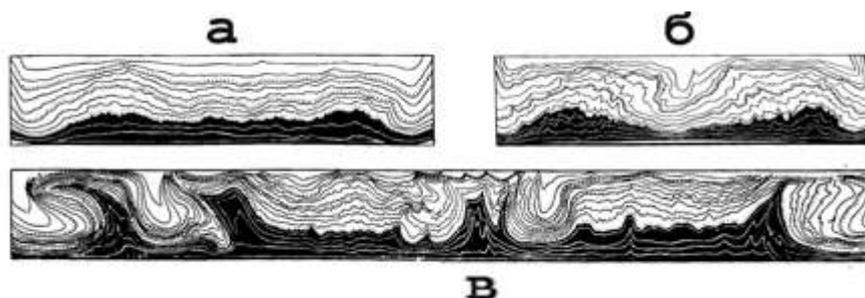


Рис. 8.28. Результат по воспроизведению тепловой конвекции в Лаборатории тектонофизики МГУ (М.А. Гончаров, Ю.М. Горелов)

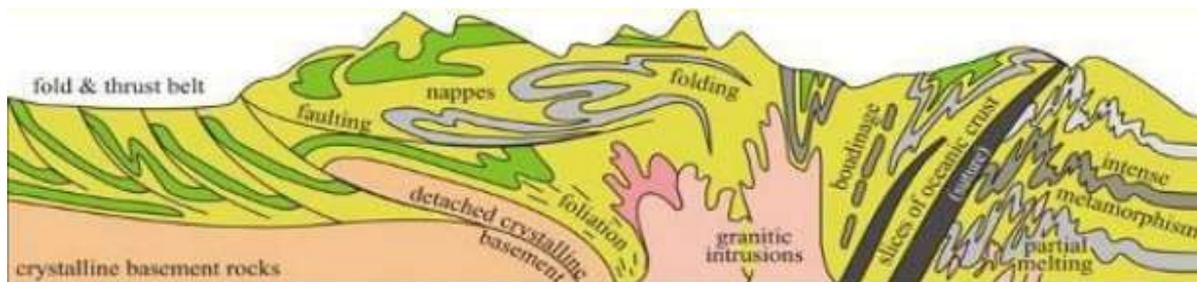


Рис. 8.29. Обобщенная модель складчатого сооружения

Более сложные случаи конвекции

Форма конвективных ячеек зависит не только от числа Рэлея, но и от расположения источника нагрева. Существует тепловая конвекция *двух рангов*. Это было подтверждено экспериментально (А.Г. Кирдяшкин, 1989).

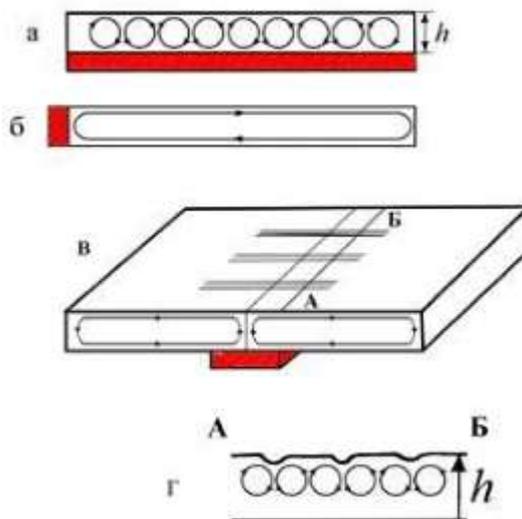


Рис. 8.30. Схема опытов

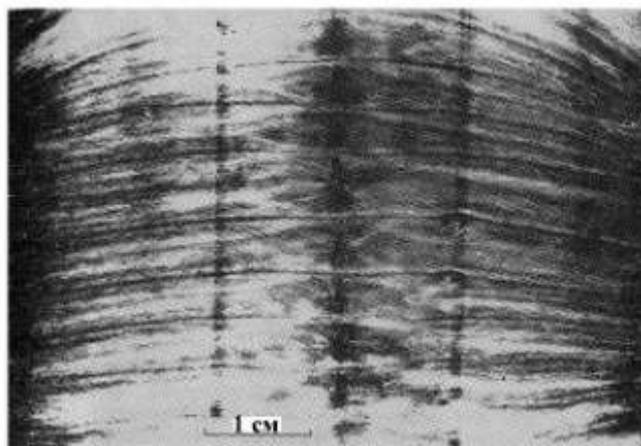


Рис. 8.31. Вид сверху на физическую модель схематично показанную на рисунке (в)

Задача 50

В сдвиговой зоне (рис. 8.32) собраны образцы вулканитов, в которых зафиксированы эллипсоидальные пустоты (рис.3). как показали наблюдения, вне

сдвиговой зоны эти объекты имеют правильную сферическую форму. Определить направление и амплитуду сдвига, показав продолжение дайки в сдвиговой зоне и к северу от нее.

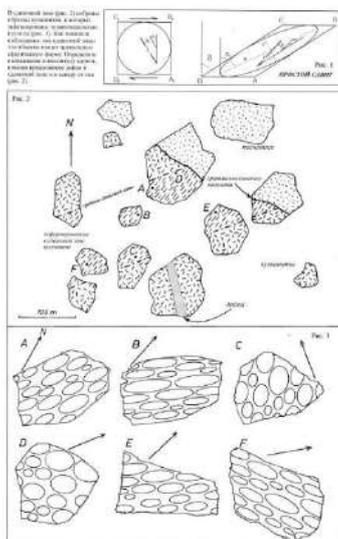


Рис. 8.32. Иллюстрация к задаче 50

Формулы для решения:

$$\operatorname{tg} 2\alpha_k = -\frac{2}{\operatorname{tg} \delta},$$

откуда

$$2\alpha_k = 180 - \operatorname{arctg} \frac{2}{\operatorname{tg} \delta}$$

$$k = \operatorname{tg} \alpha_k$$

$$\gamma = \operatorname{tg} \delta = k - \frac{1}{k}.$$

Лекция 9. Понятие о структурных парагенезах. Деформация кристаллов и их агрегатов

9.1. Объект и задачи исследования в тектонофизике

Структура и деформационные процессы, происходящие в земной коре и их причины.

Задачи:

- описание строения;
- восстановление недостающей информации;
- установление закономерностей строения;
- установление деформированного состояния;
- выяснение условий образования (обратная задача).

Изучение механизма формирования структур имеет огромное значение: и теоретическое, и фундаментальное, и прикладное значение решения этой задачи.

Движущие силы и обстановка структурообразования:

- деформируемая среда;
- характер напряженного состояния;
- давление;
- температура;
- флюидная обстановка;
- время.

Особенности геологической среды:

- неоднородность;
- дискретность;
- естественная грубодискретная квазифрактальность (самоподобие блоковой делимости. Соотношение линейных размеров блоков на смежных рангах 3,5:1).

Геосреда обладает свойством самоорганизации (самоподобие возникает естественно и спонтанно при интенсивном нагружении среды).

Уровни структурной организации геологической среды:

- разный масштаб структурных элементов;
- одни элементы являются составной частью других;
- существуют уровни высшего и низшего порядка.

С процессами, происходящими на высших уровнях, связано возникновение тектонических напряжений:

- Перераспределение напряжений. Существование концентраторов напряжений.
- Релаксационный подход к описанию тектонических деформаций.

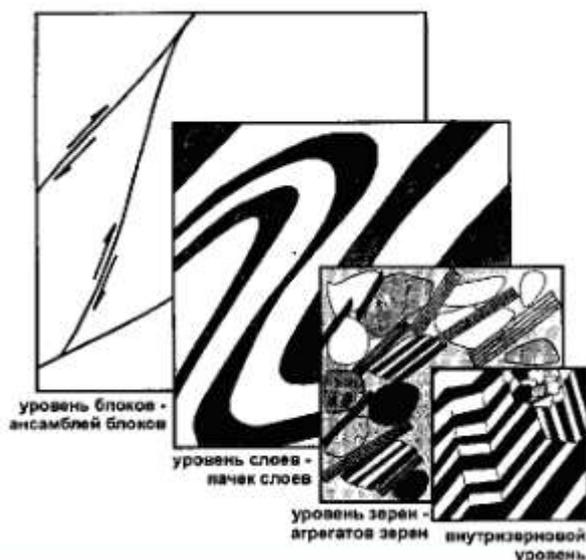


Рис. 9.1. Уровни структурной организации геологической среды

Другие условия протекания деформационного процесса:

- характер напряженного состояния: разный результат деформации в различной среде;
- всестороннее давление;
- температура;
- флюидная обстановка;
- время;
- различие длительных и кратковременных деформаций;
- стадийность формирования структуры.

9.2. Понятие о структурных парагенезах

Структурный парагенез – совокупность структурных форм разного размера, возникающих в определенном объеме геологической среды, находящихся в определенных отношениях друг с другом и возникающих в единой деформационной обстановке.

Главные (элементарные) геодинамические обстановки

Главные элементарные геодинамические обстановки – главные оси нормальных девиаторных напряжений или оси максимальных касательных напряжений ориентированы ортогонально, т.е. в горизонтальном или вертикальном направлении.

На рисунке 9.2. показаны пять главных геодинамических обстановок (и девиаторные напряжения):

- (а) горизонтальное сжатие;
- (б) горизонтальное растяжение;
- (в) горизонтальный сдвиг в горизонтальной плоскости (горизонтальное скашивание);
- (г) горизонтальный сдвиг в вертикальной плоскости;
- (д) вертикальный сдвиг.

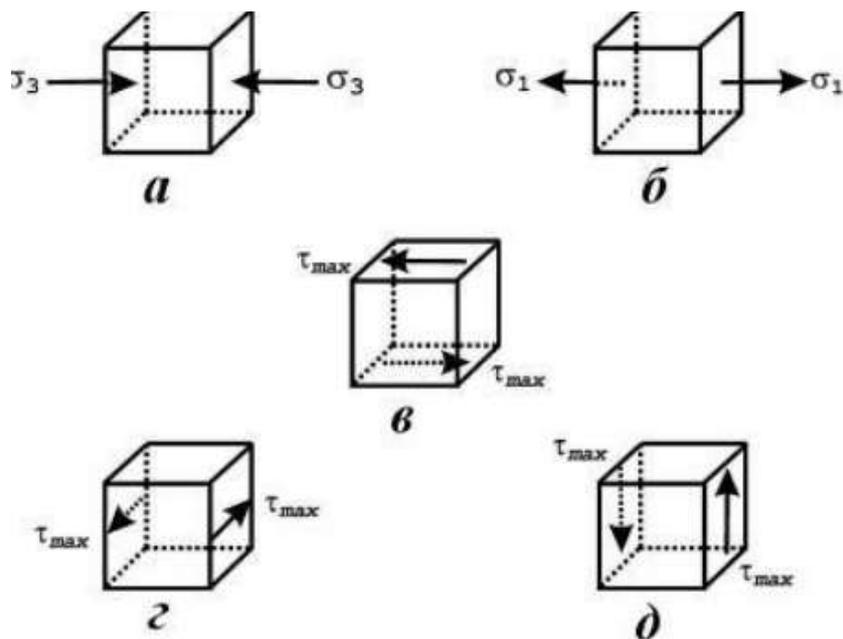


Рис. 9.2. Горизонтальное сжатие (а) горизонтальное растяжение (б) горизонтальный сдвиг в вертикальной плоскости (г) вертикальный сдвиг (д) горизонтальный сдвиг в горизонтальной плоскости (горизонтальное скашивание) (е)

5 главных элементарных геодинамических обстановок с формирующимися в них структурами (по В.В. Белоусову с изменениями)

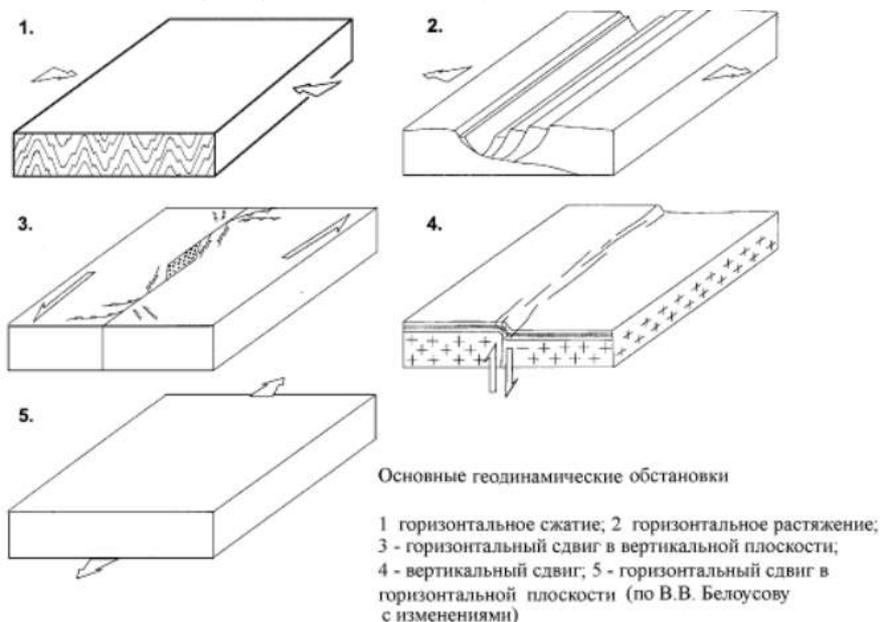


Рис. 9.3. 5 главных элементарных геодинамических обстановок с формирующимися в них структурами

В обстановке горизонтального сжатия образуются прямые складки. В обстановке горизонтального растяжения образуются рифы. Вертикальный сдвиг бывает редко. При

горизонтальном сдвиге структуры не образуются, однако этот процесс часто дополняет другие обстановки.

Сочетание обстановок

Сочетание обстановок может проявляться, например, в сочетании горизонтального сжатия с горизонтальным скашиванием. Все надвигово-складчатые и складчато-надвиговые структуры сформировались именно в этой обстановке.

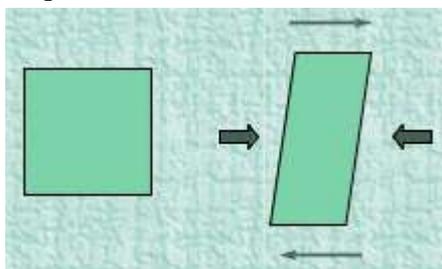


Рис. 9.4. Обстановка сочетания горизонтального сжатия с горизонтальным скашиванием

Обстановка сочетания горизонтального сжатия с горизонтальным скашиванием — очень часто встречающаяся обстановка, однако она не имеет собственного названия.

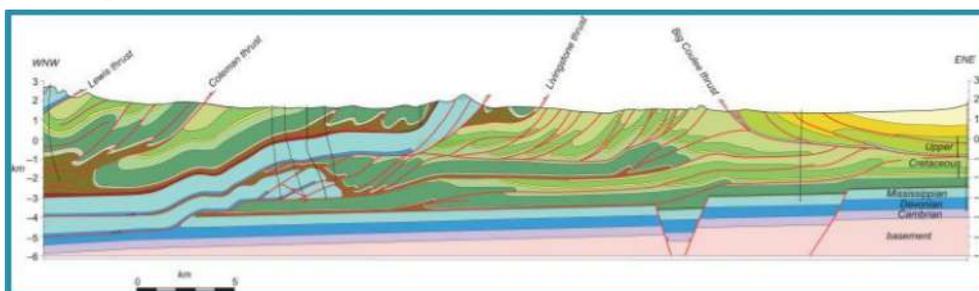


Рис. 9.5. Обстановка сочетания горизонтального сжатия с горизонтальным скашиванием

Сложные сдвиговые обстановки

Геодинамические обстановки могут сменять друг друга во времени (пример сочетания горизонтального сжатия со скашиванием).

В пределах каждой элементарной геодинамической обстановки существуют поля напряжений более высокого ранга (при этом формируются более мелкие структуры). Эти поля напряжений сильно отличаются от поля напряжений самого низкого ранга.

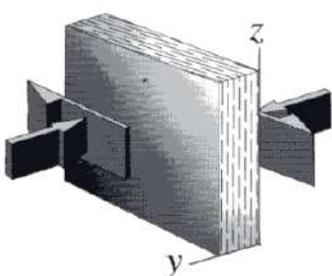


Рис. 9.6. Транспрессия

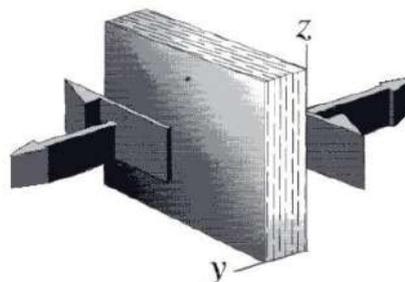


Рис. 9.7. Транстенсия

Транстенсия – сочетание горизонтального сдвига в вертикальной плоскости с горизонтальным растяжением.

Транспрессия – сочетание горизонтального сдвига в вертикальной плоскости с горизонтальным сжатием.

Трансламинация – сочетание горизонтального сдвига в вертикальной плоскости с горизонтальным скашиванием.

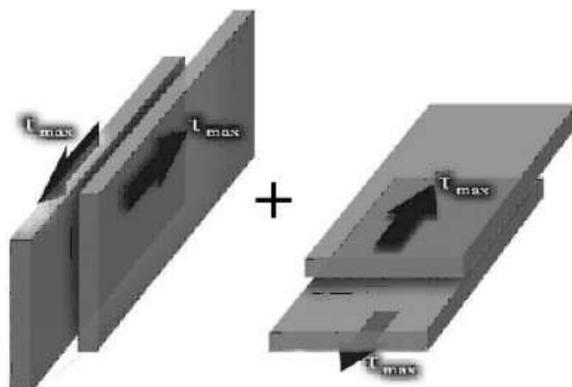


Рис. 9.8. Трансламинация

Перераспределение напряжений в процессе деформации

Рассмотрим моделирование на оптически активных материалах (рис. 9.9). В эксперименте в качестве материала брался желатин, все надрезы в нем были сделаны заранее. Моделировалась обстановка горизонтального сжатия. Величина напряжения отражалась в цвете:

- в начале эксперимента (рис. 9.9, крайний левый) цвет практически везде одинаковый, однако на конце надрывов всегда повышенное напряжение, что и было зафиксировано (оранжевый цвет);
- постепенно напряжение увеличивается во всей области.

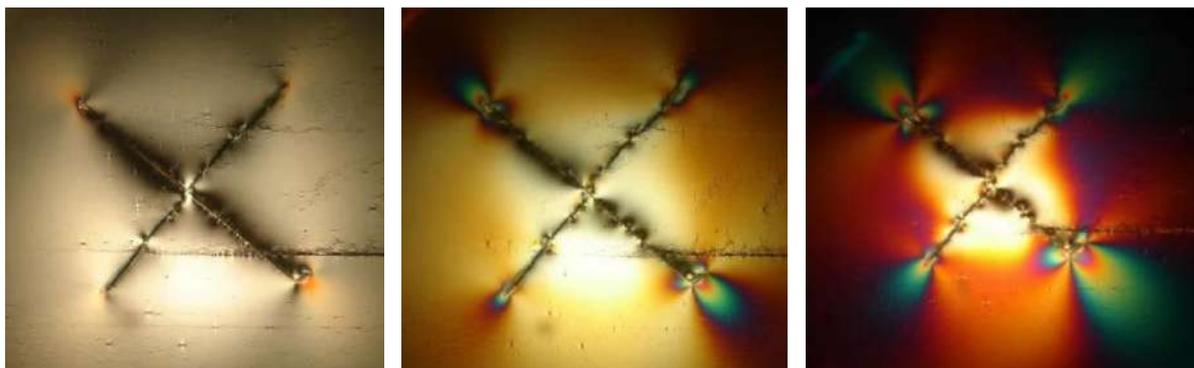


Рис. 9.9. Моделирование на оптически активных материалах (эксперимент А.В. Черемных)

Другой эксперимент предполагал более сложные надрезы. Структура была схожа с некоторой структурой из Сибири.

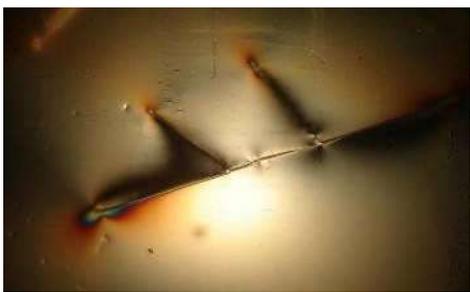


Рис. 9.10. Эксперимент 2. Этап 1

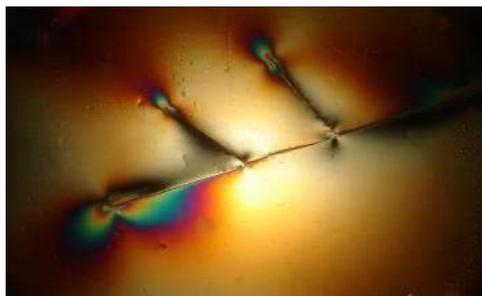


Рис. 9.11. Эксперимент 2. Этап 2

На фотографиях (рис. 9.12 и 9.13) видно перераспределение напряжений. На этапе 4 образовались трещины.

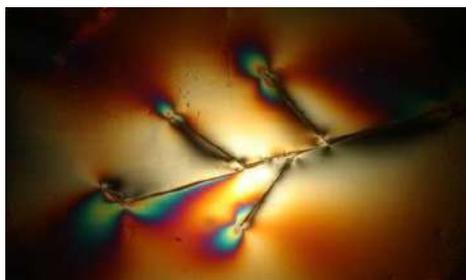


Рис. 9.12. Эксперимент 2. Этап 3



Рис. 9.13. Эксперимент 2. Этап 4

Релаксационный подход к описанию тектонических деформаций

Деформация осуществляется путем самосогласованных структурных перестроек на разных структурных уровнях. Релаксация может осуществляться разными механизмами на разных уровнях. В процессе принимают участие как изначальные, так и приобретенные структуры разных уровней.

Рассмотрим пачку песчаников (рис. 9.14):

- если между слоями незначительное сцепление и маленький контраст вязкости, тогда образуется кливаж (а);
- если контраст вязкости высокий, хорошее скольжение между слоями, тогда они быстро потеряют устойчивость и образуются складки (б);
- если слои толстые, вязкость большая, тогда деформации могут произойти путем образования разрывов взбросового типа (в).

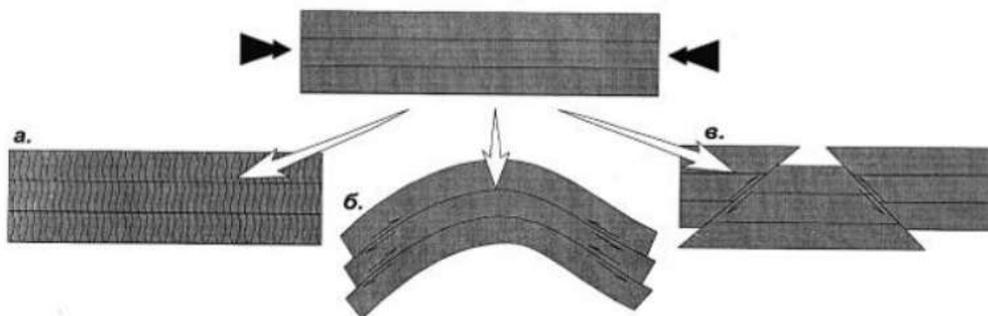


Рис. 9.14. Различные структурные уровни деформации слоистой пачки песчаников, определяемые внешними условиями (по А.Б. Кирмасову)

Структурные парагенезы разных масштабов

На первой точке (уровень 4) – сдвиговый структурный парагенез. На более высоком уровне обстановка сдвига в горизонтальной плоскости. В шлифе (уровень 2) наблюдается механическая обстановка. На уровне 1 при многократном увеличении можно рассмотреть жилку, в которой сугурный шов.

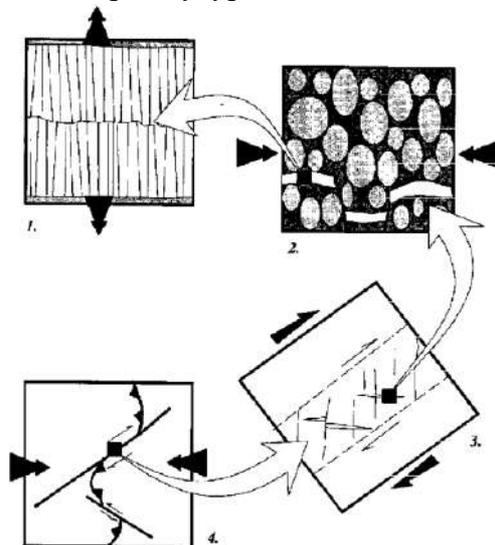


Рис. 9.15. Различные механические обстановки формирования структур и структурных парагенезов на разных уровнях структурной организации геологической среды (по А.Б. Кирмасову)

Относительность разделения деформаций на связные и разрывные

Структурные парагенезы состоят из отдельных структурных форм, которые обычно подразделяют на дизъюнктивные (разрывы) и пликативные. Деформации, соответственно, называются хрупкими и пластическими.

В тектонике разрывами обычно называют поверхности или зоны, по которым наблюдается разобщение геологических тел на фрагменты и смещение этих фрагментов друг относительно друга.

Известно, что типы разрывов со смещением варьируют от резких трещин до зон, вдоль которых происходит, скорее, пластическая деформация

Эксперименты Лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ

Зарождение и развитие разрывов в модели из влажной глины при растяжении.



Рис. 9.16. Этап 1



Рис. 9.17. Этап 2

Постепенно на гладкой глине появляются разрывы



Рис. 9.18. Этап 3



Рис. 9.19. Этап 4

Установить эту границу между разрывной и пластической деформацией пытались, используя:

- Интуитивный подход
- Анализ деформационных диаграмм
- Степень нарушения сплошности среды (зависит от масштабов рассмотрения)
- Степень однородности деформации

Разрыв – предельный случай неоднородности деформации; или, по-другому, это узкие протяженные зоны резкой локализации (концентрации) деформации.

В неоднородной среде утрачивается противопоставление разрывной и пластической деформации.

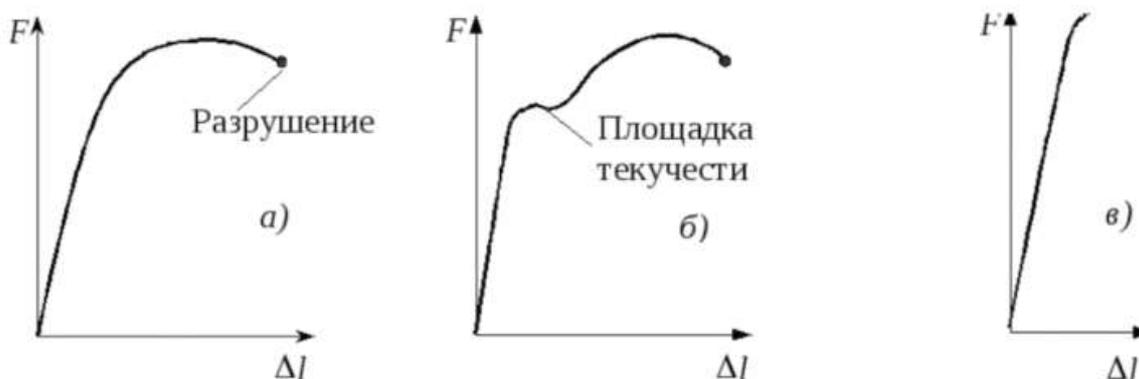


Рис. 9.20. Диаграммы растяжения различных конструкционных материалов: а) и б) – пластических; в) – хрупких

Возможные подходы к классификации структурных парагенезов (по В.А. Галкину):

- по принадлежности к структурному уровню (уровни зерен, агрегатов зерен, слоев, пачек слоев, толщ, блоков и ансамблей блоков);
- по доминирующим механизмам деформационного процесса (механические, деформационно-химические, деформационно-метаморфические, деформационно-магматические и др.);
- по характеру распределению в пространстве (локальные, регулярные, повсеместные, пронизывающие);

- по временным соотношениям друг с другом (синхронные, последовательные, разновременные);
- по механическим обстановкам (горизонтального сжатия, горизонтального растяжения, трех типов сдвига, комплексные);
- по температурным условиям формирования (высоко- и низкотемпературные);
- по геодинамической обстановке формирования (континентального рифтогенеза, океанического рифтогенеза, активных окраин, пассивных окраин, коллизионные, орогенные и т.п.).

Выбор подхода зависит от поставленных задач

Решение обратных задач с помощью структурно-парагенетического анализа сопряжено с множеством трудностей.

9.3. Механика структурированной среды

Деформация кристаллов и их агрегатов

Два подхода к изучению пластичности и деформации твердых тел:

1. Атомно-молекулярный подход
2. Мезомеханика структурно-неоднородных сред

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.

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.

Идеальный кристалл

В кристаллофизике модели идеальных кристаллов представляются в виде правильных трехмерных решеток различной конфигурации, в узлах которых располагаются атомы.

В узлах кристаллической решетки атомы удерживаются силами межатомного взаимодействия, имеющими электрическую природу. На рисунке эти силы изображены в виде одинаковых пружин, образующих каркас решетки, в узлах которой расположены шарики-атомы.

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.

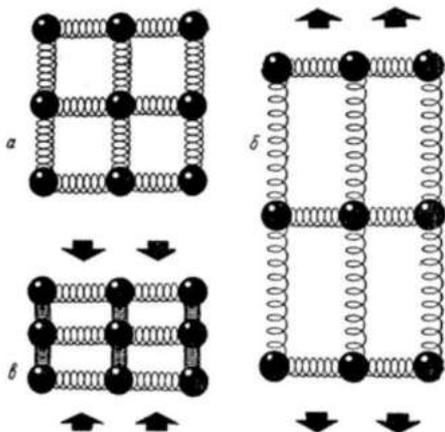


Рис. 9.22. Воздействие на кристалл

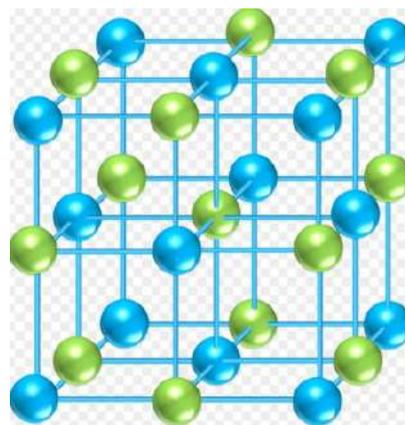


Рис. 9.23. Модель идеального кристалла

Деформация идеального кристалла, определяемая смещением атомов из положения равновесия, имеет обратимый характер, т.е. является упругой. Упругая деформация описывается законом Гука, устанавливающим прямую пропорциональную зависимость между деформацией и напряжением.

Прочность связей атомов в кристаллах различных материалов имеет конечные значения.

Предельные значения напряжений, при которых происходит разрыв связей атомов в идеальных кристаллах, называют теоретическим пределом прочности.

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.

Реальные кристаллические структуры

Дефекты кристаллических структур:

- точечные («нуль мерные»);
- линейные («одномерные»);
- плоскостные («двумерные»);
- объемные («трехмерные»).

Точечные дефекты:

- межузельные атомы – атомы, располагающиеся между узлами решетки;
- вакансии – узлы решетки, не занятые атомами

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.

Число точечных дефектов в реальных кристаллах возрастает с ростом температуры.

Существует равновесная концентрация точечных дефектов, которая поддерживается самопроизвольно.

Точечные дефекты в кристаллической решетке представлены вакансиями (дырками), замещающими включениями и интерстиционными (межузельными) включениями (атомами). Атомы в интерстициях могут отличаться по природе от атомов основной решетки и препятствовать пластической деформации. Вакансии представляют собой наиболее важные точечные дефекты при пластическом течении кристаллов.

Диффузия

Движение (миграция) вакансий через атомную решетку называется *диффузией*. Дырка движется, как бы меняясь местами с соседним атомом.

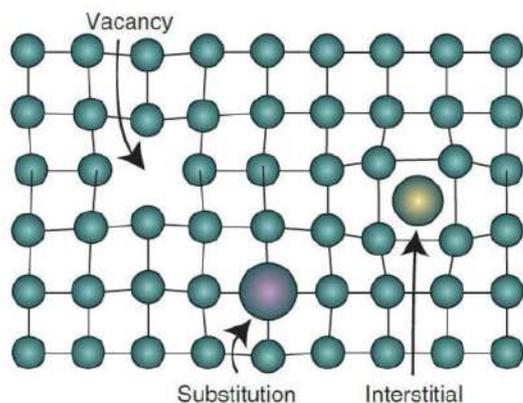


Рис. 9.24. Точечные дефекты

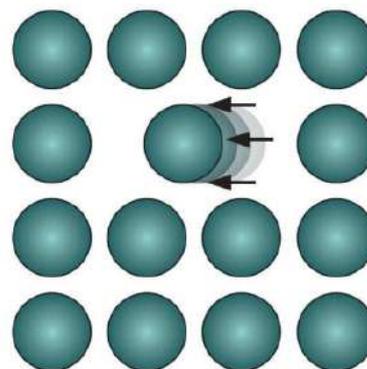


Рис. 9.25. Диффузия

Диффузионная ползучесть

Миграция вакансий в кристаллической решетке называется диффузионным массопереносом. Обычно говорят о *диффузионной ползучести*.

Диффузия вакансий через кристалл (внутри зерна) известна как объемная диффузия или ползучесть (*крип*) *Набарро-Херринга*.

Если массоперенос осуществляется за счет диффузии по границам зерен (зернограничная диффузия), то это ползучесть (*крип*) *Кобле*.

Оба вида описанной ползучести осуществляются при очень высокой температуре (но для ползучести Кобле нужны несколько меньшие температуры, чем для ползучести Набарро-Херринга)

На рисунке 9.26 стрелками показаны оба типа ползучести. Вакансии всегда движутся в направлении мест с повышенным давлением, так что минерал накапливает деформацию с течением времени.

Деформационный механизм на микроуровне: диффузионная ползучесть

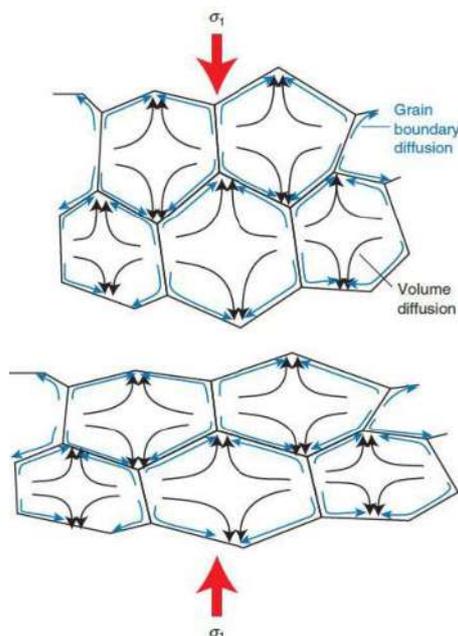


Рис. 9.26. Ползучесть (крип) Набарро-Херринга и ползучесть (крип) Кобле

Линейные дефекты

Краевые дислокации

В результате пластической деформации внутри кристалла часто возникают области, целиком смещенные относительно их окружения. Такие области ограничены дислокационной петлей.

Выделяют два типа подобных дислокаций. На границе дополнительно вставленной в идеальный кристалл полуплоскости возникает *краевая дислокация* – край этой полуплоскости, около которой максимальны искажения структуры.

Процесс может быть уподоблен движению гусеницы, т.к. только связи вдоль линии дислокации (она перпендикулярна чертежу) разрываются в один и тот же момент времени. Таким образом энергия, которая нужна для движения дислокации, все время остается на низком уровне

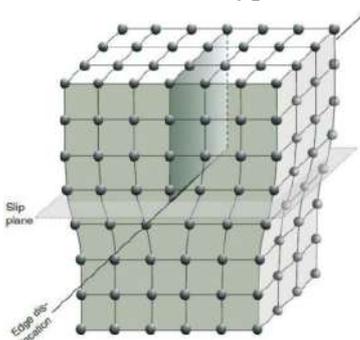


Рис. 9.27. Образование и движение краевой дислокации через кристаллическую решетку

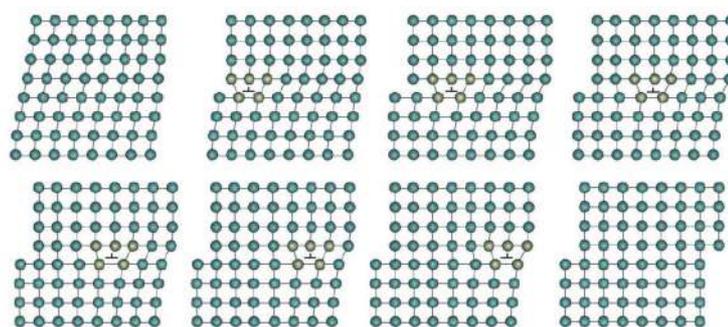


Рис. 9.28. Образование и движение краевой дислокации через кристаллическую решетку

На рисунке 9.29 слева – «гусеничное» движение, справа – скольжение в кристалле при продвижении краевой дислокации. Дополнительная полуплоскость соответствует складкам гусеницы.

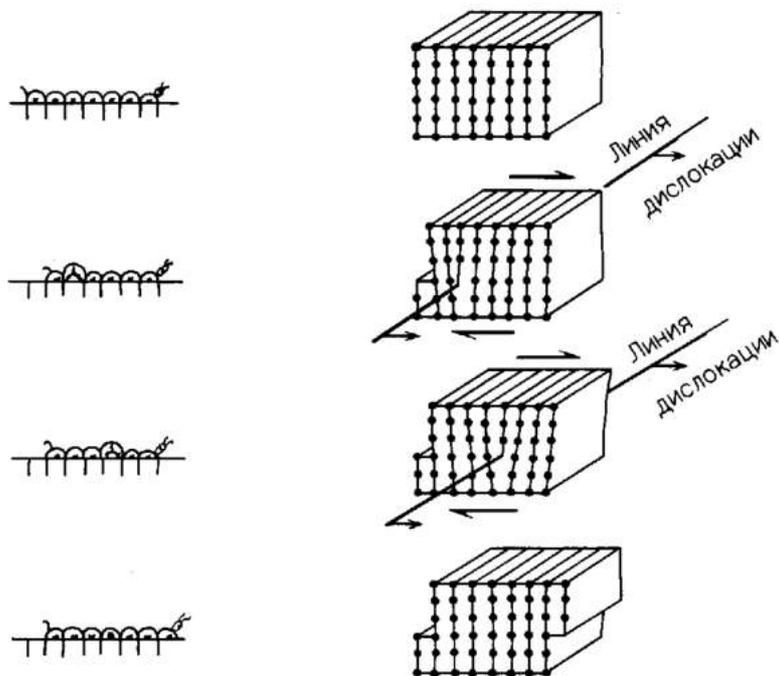


Рис. 9.29. Скольжение вследствие распространения краевой дислокации

Винтовые дислокации

Винтовая дислокация образуется при смещении плоскостей кристаллической решетки путем их геликоидального поворота вокруг оси искаженной области.

Винтовые дислокации могут быть уподоблены прорезанной пачке бумаги.

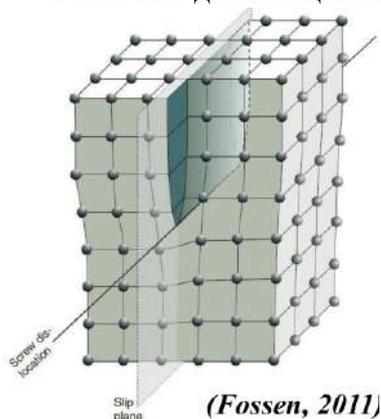


Рис. 9.30. Скручивание решетки при винтовой дислокации

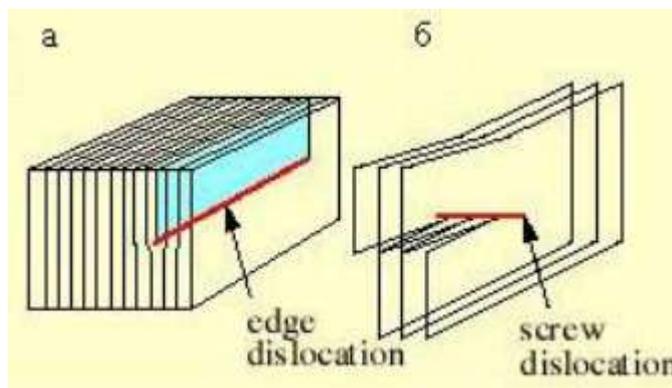


Рис. 9.31. Винтовые дислокации

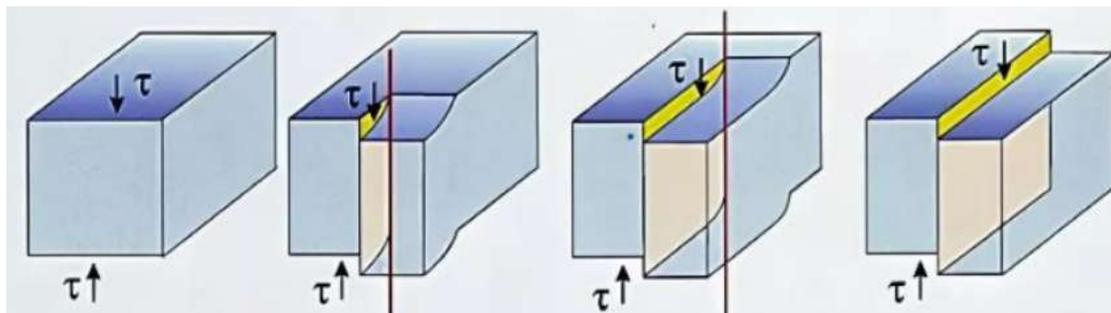


Рис. 9.32. Скольжение, вызванное продвижением винтовой дислокации

Движение двух рассмотренных типов дислокаций через кристалл является до некоторой степени различным, но их объединенные усилия могут приводить к формированию сложных дислокаций, которые содержат элементы обоих видов.

Краевая и винтовая дислокации противоположного знака образуют петлю дислокации.

Плоскость петли называется плоскостью скольжения, а направление сдвига, параллельное линии винтовой дислокации – направлением скольжения. Вектор смещения, описывающий это скольжение, называется вектором Бюргерса.

Механизм создает макроскопический сдвиг.

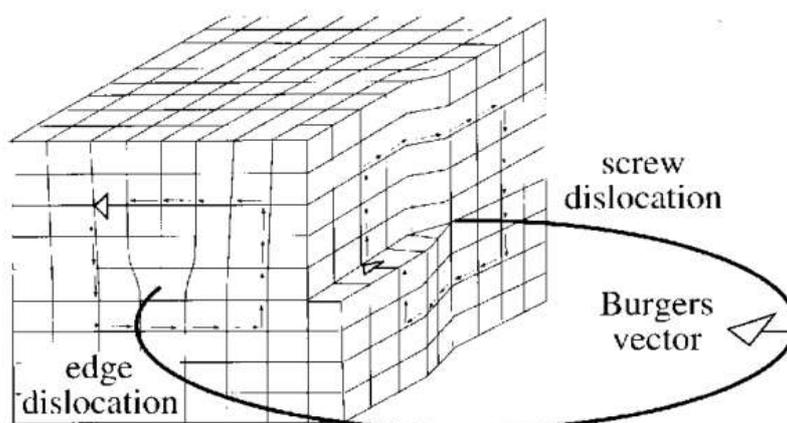


Рис. 9.33. Деформационный механизм на микроуровне: дислокационное скольжение

Помимо скольжения, дислокации могут перемещаться в плоскости, перпендикулярной плоскости скольжения. В случае краевой дислокации подобное переползание происходит за счет диффузионного переноса атомов к дополнительной полуплоскости или от нее. Это переползание дислокаций под действием приложенных напряжений обеспечивает деформацию решетки.

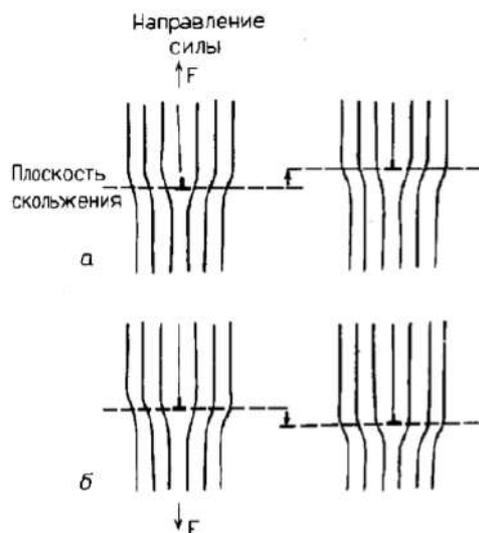


Рис. 9.34. Механизм пластической деформации на микроуровне: переползание дислокаций

Двумерные дефекты

К основным двумерным дефектам относятся стенки дислокаций, двойники и грани кристаллов (границы зерен).

Рассеянные по решетке дислокации, благодаря скольжению и переползанию выстраиваются некоторым регулярным образом. Такое распределение, соответствующее энергетическому минимуму, называется *стенкой дислокаций*.

Как следствие кристалл расчленяется на *субзерна*, отделенные друг от друга стенками дислокаций или границами субзерен.

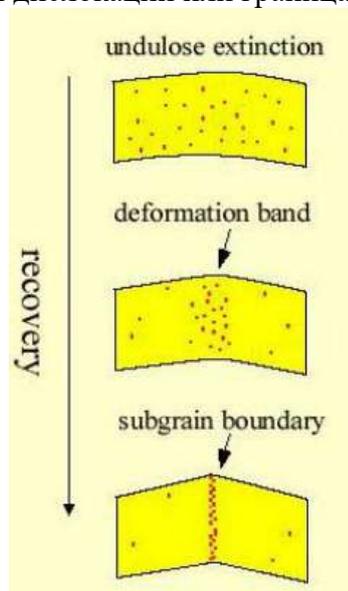


Рис. 9.36. Схематическая иллюстрация процесса регенерации (*recovery*) (Passchier, Trouw, 1998)

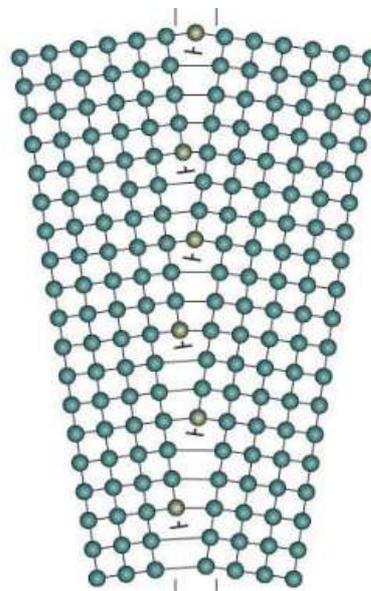


Рис. 9.37. Простая дислокационная стенка сложена краевыми дислокациями (Fossen, 2011)

Дислокации настолько малы, что могут быть выявлены только с помощью трансмиссионного микроскопа.

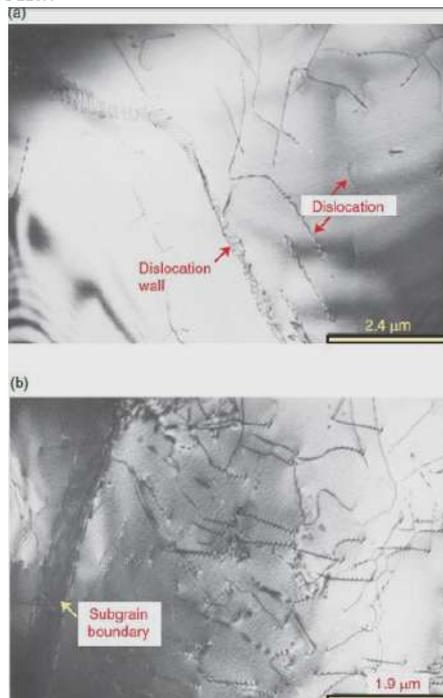


Рис. 9.38. Фото под электронным микроскопом дислокаций в деформированном кварце из деформированных конгломератов Шведских Каледонид: (а) область с низкой плотностью дислокаций, где некоторые из них имеют свободные окончания. Видны стенки дислокаций. (б) более высокая плотность дислокаций. Широкая зона слева – граница субзерен. (Fossen, 2011)

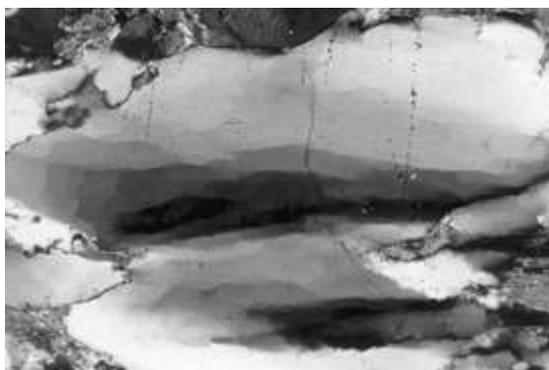


Рис. 9.39. Субзерна в кварце (следствие процесса регенерации) (Passchier, Trouw, 1998)

Миграция границ зерен

Рекристаллизация

Это процесс, посредством которого напряженные и переполненные дислокациями зерна превращаются в ненапряженные зерна с незначительным количеством дислокаций.

Выделяют отжиговую и синтетектоническую рекристаллизацию

Рекристаллизация (рис. 9.40) за счет энергии деформации осуществляется посредством двух механизмов: вращения субзерен (а) и нуклеации или миграции границ зерен (b).

Поворот субзерна в ответ на миграцию дислокаций в стенках субзерен во время прогрессивной деформации может вызвать развитие высокоугловых границ зерен и, таким образом, привести к возникновению новых зерен.

Рекристаллизация путем миграции границ зерен: если два соседних зерна имеют различную плотность дислокаций, граница зерна может дать начало выпуклости внутри зерна с наибольшей плотностью дислокаций.

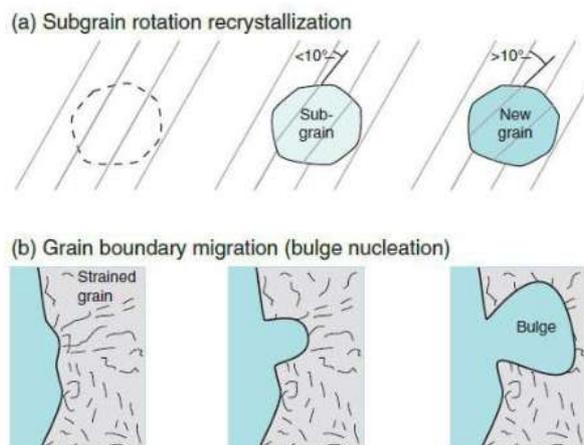


Рис. 9.40. Миграция границ зерен

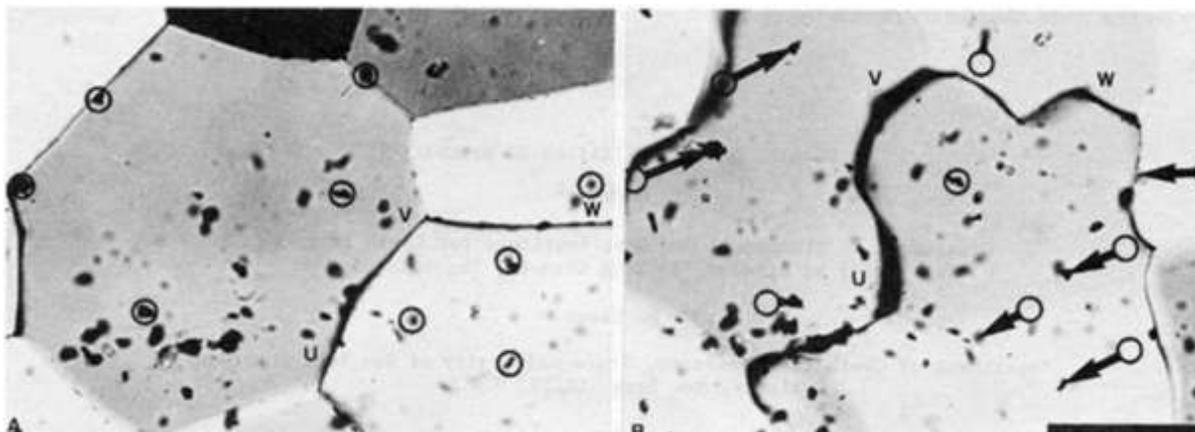


Рис. 9.41. Миграция границ зерен при деформировании октахлорпропана. Движение выбранных маркерных частиц во времени между А и В относительно центральной частицы обозначено стрелками. Обратите внимание на перемещение границы UVW относительно маркеров. Шкала составляет 0,2 мм. (по Means, 1983)

ЧАСТЬ II. ТЕКТОНОФИЗИКА СТРУКТУРИРОВАННОЙ СРЕДЫ

Лекция 10. Деформация кристаллов и их агрегатов. Структуры и текстуры внутрислоевого уровня

10.1. Механизмы пластической деформации кристаллов и их агрегатов

Двойникование

Деформационное двойникование образуется при локальной перегруппировке атомов за счет сдвига кристаллической решетки на расстояние, обеспечивающее точное зеркальное отображение исходного кристалла. При этом угол поворота фиксирован и определяется свойствами кристаллической решетки. По сравнению с дислокационным скольжением процесс двойникования протекает очень быстро и требует более высоких напряжений.

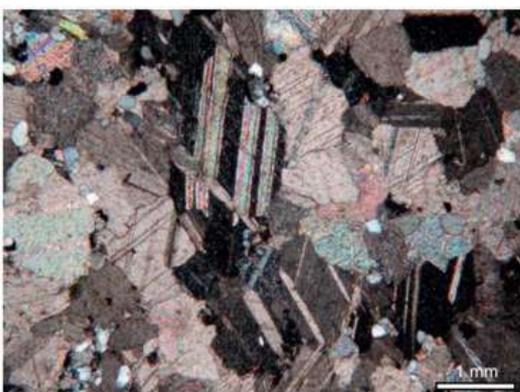


Рис. 10.1. Деформационные двойники в агрегате кальцитовых кристаллов

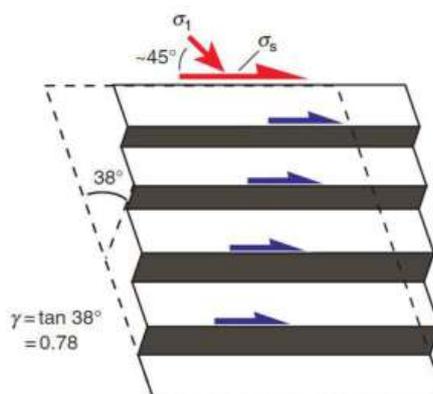


Рис. 10.2. Деформационные двойники в кристалле кальцита. Темные полосы были сдвинуты

Полосы излома (кинкбанды)

Полосы излома, как механизм выражается в существенном изгибе решетки с обеих сторон от плоскости излома, в которой лежит ось вращения.

Существует морфологическое сходство между полосами излома и границами субзерен, образованных скоплениями дислокаций. Границы субзерен сложнее по внутреннему строению и отличаются поворотом кристаллических решеток на небольшой угол, тогда как для кинкбандов характерны повороты структуры на угол в десятки градусов.

Угол поворотов в кинкбандах сильно варьирует в отличие от деформационных двойников, для которых это значение строго определяется законами двойникования.

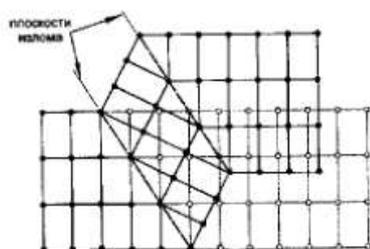


Рис. 10.3. Образование полос излома (Кирмасов, 2011)

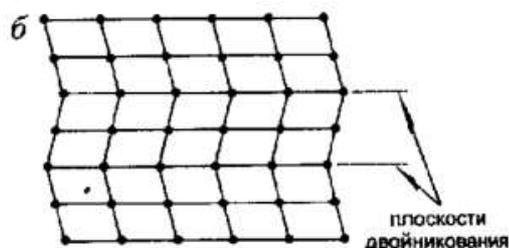


Рис. 10.4. Двойникование

Механизм является второстепенным способом деформации. В основе механизма лежит поворот решетки. С одной стороны, механизм похож на двойникование, однако при двойниковании поворот небольшой, а при формировании полос излома поворот может быть гораздо больше.

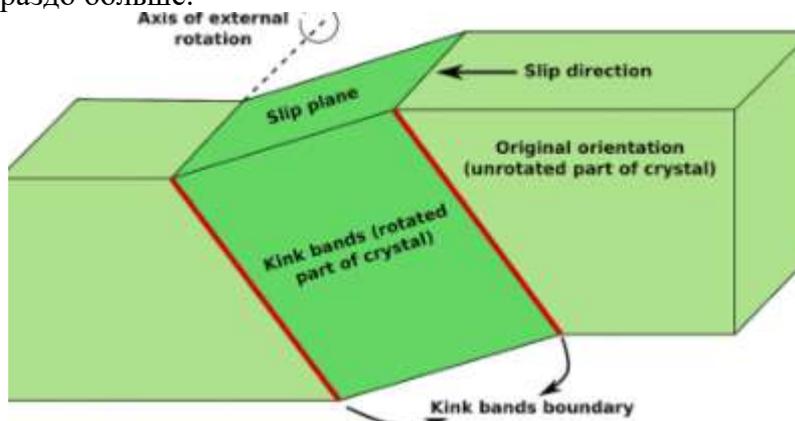


Рис. 10.5. Механизм формирования полос излома в минеральном зерне по *Vernon, 2004* с изменениями *Alex Strekeisen*

Рассмотрим кинк-банды (полосы излома) в биотите (рис. 10.6, 10.7).

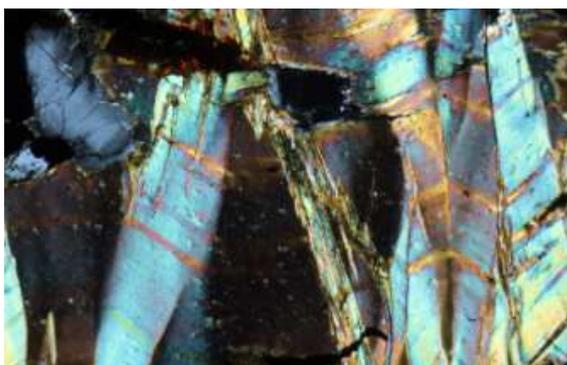


Рис. 10.6. Тоналиты массива Адамелло, Италия. Поле зрения 7 мм



Рис. 10.7. Тоналиты массива Адамелло, Италия. Поле зрения 7 мм

Рассмотрим кинк-банды (полосы излома) в оливине (рис. 10.8, 10.9)



Рис. 10.8. Ксенолиты из вулкана Этна. Поле зрения 7 мм.

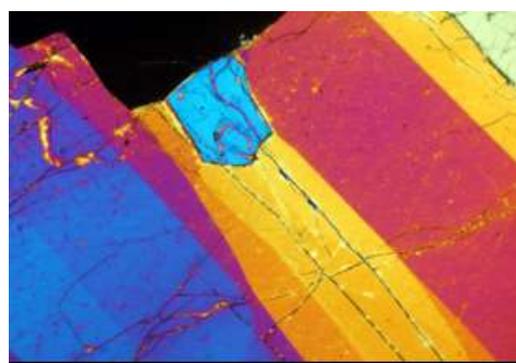


Рис. 10.9. Ксенолиты из вулкана Этна. Поле зрения 7 мм.

Границы зерен

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.

Но может происходить и разрушение зерен, фрагменты которых перемещаются друг относительно друга. Это *катакластическое течение*, включающее и некоторую пластическую деформацию.

На рисунке 10.10 показаны деформационные механизмы, осуществляющиеся в зернистых осадочных породах при деформации в условиях низких температур и давлений.

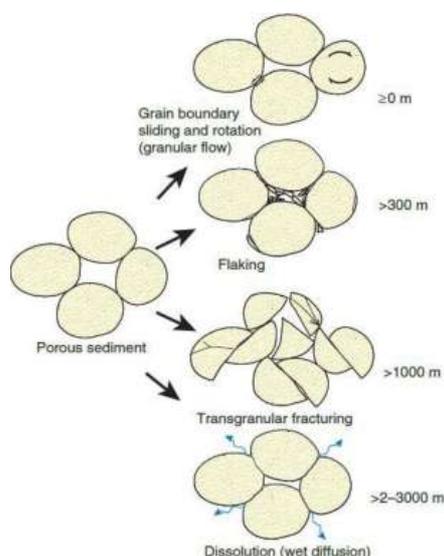


Рис. 10.10. Деформационные механизмы

При определенных обстоятельствах (низкое поровое давления и малые площади контактов зерен) микротрещины могут формироваться близко к поверхности, обычно путем отщепления маленьких чешуек зерен. Этот тип микротрещин называется выкрашиванием или шелушением (*flaking*).

Деформация на границах зерен с участием флюида

Присутствие флюида, смачивающего внутри- и межзерновые границы, значительно увеличивает интенсивность поверхностной диффузии. Под действием приложенных напряжений данный кристалл изменяет свою форму в результате диффузии быстрее, чем за счет движения дислокаций.

Флюиды также способствуют трещинообразованию.

Растворение под давлением

Кристаллы находятся во флюидной среде под напряжением. На площадках, перпендикулярных осям σ_3 , разная концентрация вакансий создает градиент химического потенциала. На гранях с черными стрелками этот градиент больше, чем на гранях с белыми стрелками, следовательно, на первых кристалл растворяется, а диффундирующие во флюидную фазу атомы выделяются на противоположных гранях.

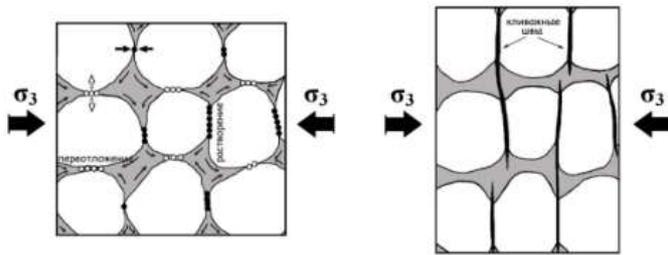


Рис. 10.11. Концентраторы деформации

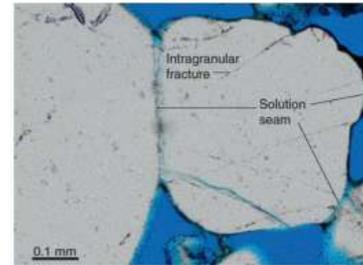


Рис. 10.12. Процесс растворения под давлением под микроскопом

10.2. Влияние внешних условий деформирования на механизм деформации (уровень зерен)

Деформационные механизмы при очень низких температуре и давлении

В этой ситуации имеют место хрупкие деформации, такие, как межзерновое растрескивание, внутризерновое растрескивание, скольжение с трением на границах трещин и зерен, поворот зерен.

Комбинация этих механизмов называется катакластическим течением.

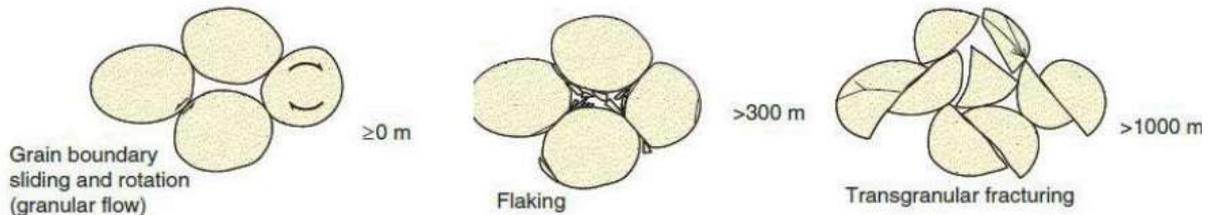


Рис. 10.13. Катакластическое течение

Деформационные механизмы при более высокой температуре и в присутствии флюида

Деформационные механизмы при более высокой температуре и в присутствии флюида – это компрессионная ползучесть, «мокрая» диффузия или растворение под давлением (разные названия одного и того же).

Этот механизм включает три стадии:

- Ориентированное растворение.
- Перенос во флюиде.
- Отложение растворенного вещества на различных расстояниях.

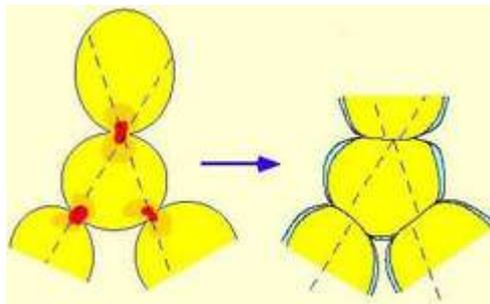


Рис. 10.14. Компрессионная ползучесть

Механизмы пластичности отдельных кристаллов при разной температуре

Некоторые механизмы пластичности кристаллов уже 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, в результате этого повышается пластичность кристаллов.

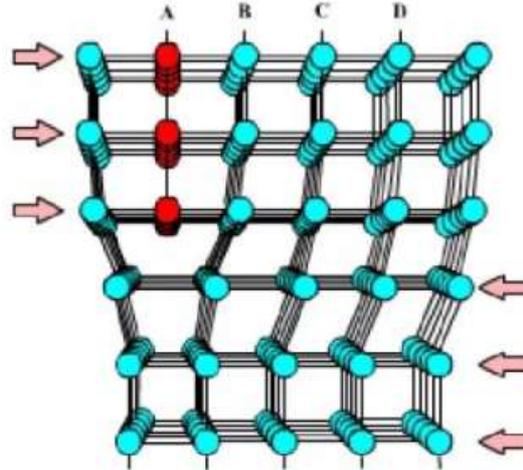


Рис. 10.15. Влияние температуры на кристаллический материал

Низкая температура (ниже 0,5 T плавления)

Температура плавления, то есть точка, бывает разная: от $-38,9^{\circ}\text{C}$ для ртути и до 2050°C для корунда. Основной вклад в пластичность материалов вносят трансляционные механизмы, связанные со скольжением дислокаций.

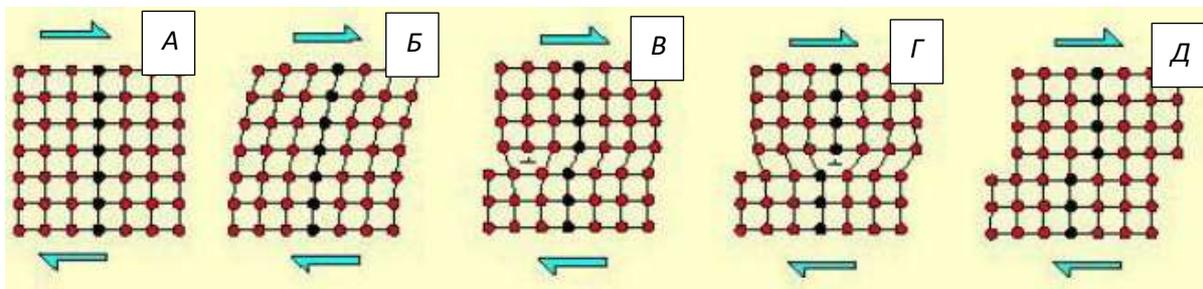


Рис. 10.16. Упругая деформация (б) приводит к внедрению дислокации (в), затем происходит миграция дислокации (г) и таким образом форма кристалла меняется (д)

Пример: деформация в кристалле осуществляется посредством скольжения краевой дислокации.

Деформационный механизм на микроуровне: *дислокационное скольжение*.

Кроме того, происходят процессы двойникования и образования полос излома.

Рассмотрим температуры плавления некоторых минералов:

- Кварц 1883° (1710°);
- Магнетит 1540° ;
- Анортит 1550° ;

- Диопсид 1390°;
- Кальцит 1340°;
- Ортоклаз 1170-1200°;
- Альмандин 1140°;
- Слюды 1130-1230°;

Высокая температура (выше 0,5 T плавления)

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:

1. Механизм переползания дислокаций.
2. Механизм регенерации (полигонизации).

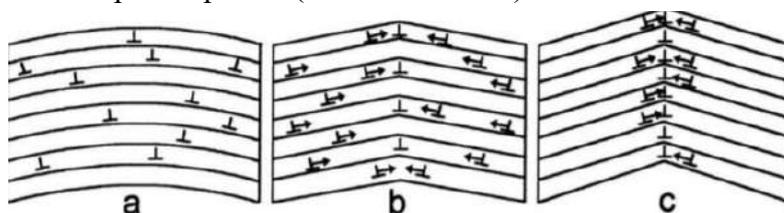


Рис. 10.17. Механизм полигонизации

Температура еще выше

При дальнейшем увеличении деформации, а также при увеличении температуры и приложенного напряжения, процессы регенерации (полигонизации) могут сменяться процессами динамической рекристаллизации.

Два механизма динамической рекристаллизации:

- миграция границ зерен (а);
- поворот субзерен (б)

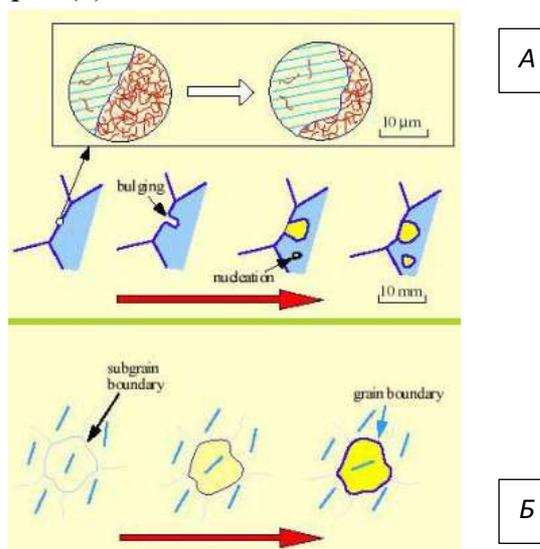


Рис. 10.18. Два механизма динамической рекристаллизации

Температура приближается к T плавления

Дислокационные типы ползучести сменяются *диффузионными*. Это связано с экспоненциальной зависимостью диффузии от температуры.

Диффузия вакансий через кристалл (внутри зерна) – это объемная диффузия или ползучесть (крип) Набарро-Херринга.

Если массоперенос осуществляется за счет диффузии по границам зерен (зернограничная диффузия), то это ползучесть (крип) Кобле.

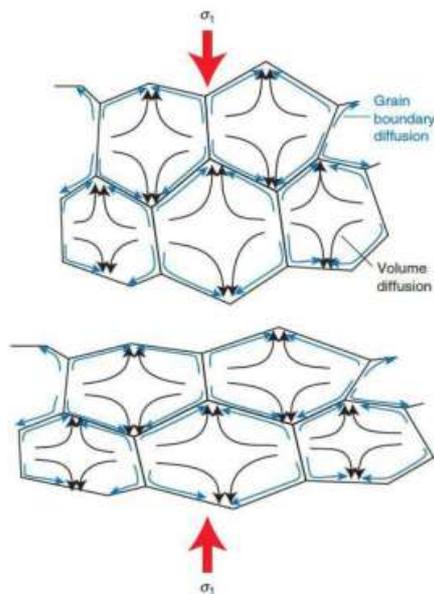


Рис. 10.18. Деформационный механизм на микроуровне: диффузионная ползучесть

Карты деформационных механизмов

Карта (диаграмма) (рис. 10.19) построена в координатах девиаторное напряжение – температура. В основу положены экспериментальные данные с экстраполяцией в реальные геологические условия.

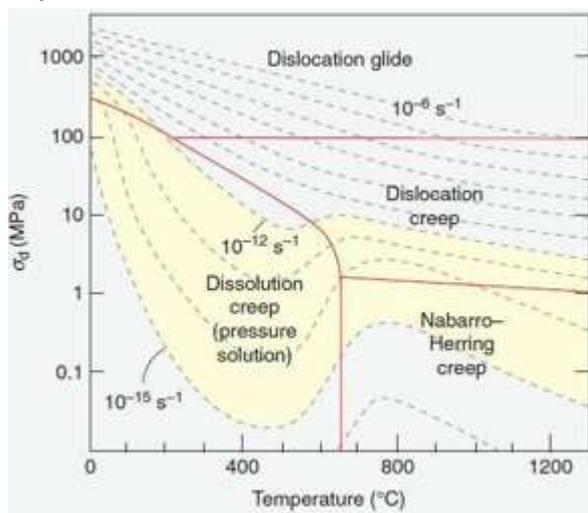


Рис. 10.19. Карта деформационных механизмов

На диаграмме дислокационное скольжение начинается с нуля, однако во многих учебниках это не так. Напряжение в тысячи МПа – очень высокое напряжение, которое редко встречается.

Примечание: под дислокационным крипом здесь понимаются процессы регенерации и рекристаллизации. Температуры в этом процессе довольно высокие. Если девиаторное напряжение довольно большое, то деформации могут начаться раньше.

Диаграмма (рис. 10.19) построена на основании экспериментов. Неизвестно, какие минералы были взяты в рассмотрение.

10.3. Структуры и текстуры внутрислоевого уровня

Внутрислоевой уровень будет рассмотрен как уровень зерен и агрегатов зерен, по В.Г. Талицкому.

Структуры внутрислоевого уровня:

1. Плоскостные текстуры:
 - *сланцеватость*
 - *межзерновой кливаж*
 - *кливаж плейчатости*
 - *полосчатость*
2. Минеральная и агрегатная линейность
3. Порфиробласты
4. Структуры тыльных частей зерен и минеральных включений
(*тени и каймы давления, бороды нарастания*)
5. Макрокливажные швы
6. Муллион-структуры
7. Минеральные жилы
8. Микробудинаж
9. Кинк-зоны
10. Микроразрывы

Образование перечисленных структур сильно влияет на ход дальнейшего деформационного процесса, а их изучения позволяет реконструировать условия деформации.

Типы плоскостных текстур

Определение текстуры: *особенности строения горных пород, обусловленные ориентировкой и пространственным расположением их составных частей (зёрен).*

Существуют первичные и вторичные текстуры.

Значение вторичных плоскостных текстур: их развитие влияет на механизмы деформации содержащего их объема горных пород; эти текстуры можно использовать для реконструкции деформационной обстановки

Основные типы плоскостных текстур:

- Сланцеватость
- Кливаж

- Полосчатость

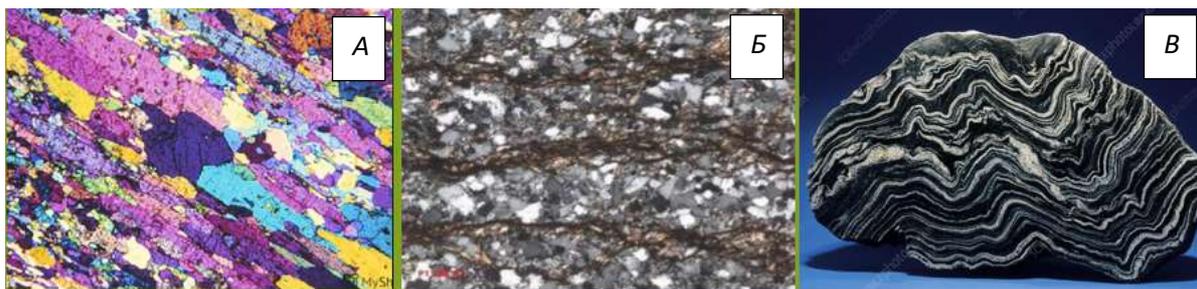


Рис. 10.20. А – сланцеватость, Б – кливаж, В – полосчатость

Сланцеватость

Классическое определение сланцеватости:

Сланцеватостью называется текстура, обусловленная предпочтительной ориентировкой пластинчатых, чешуйчатых, листоватых минералов в породе

Определение сланцеватости ввел в литературу Р. Бэйквелл в 1813 г. Это определение в настоящее время относится к породам любой степени метаморфизма

Ориентировка сланцеватости по отношению к осям напряжений: сланцеватость перпендикулярна оси максимального сжатия

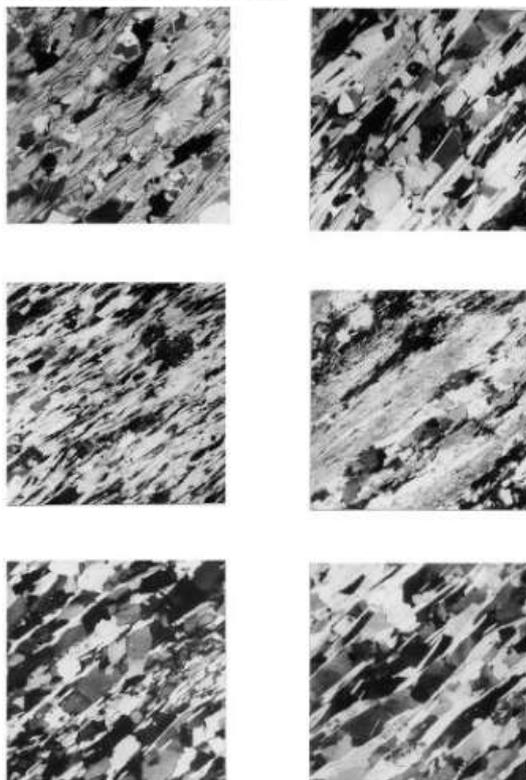


Рис. 10.21. Сланцеватость. Кристаллические сланцы из различных складчатых областей. Увеличение 20, николи +. (Фото В.Г. Талицкого)

Происхождение сланцеватости:

- первичная сланцеватость;

- вращение, обусловленное формой зерен (существуют факты, противоречащие этому предположению);
- вращение, обусловленное внутризерновым скольжением;
- рост зерен с ориентировкой пластинок, перпендикулярной оси максимального сжатия;
- рост зерен с ориентировкой пластинок, параллельной ранее существовавшей структуре;

Ориентировка сланцеватости по отношению к первичной слоистости, полосчатости и складчатой структуре

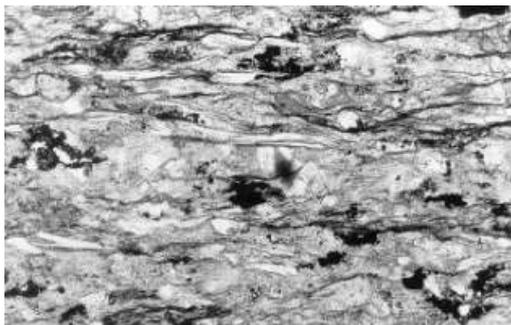


Рис. 10.22. Ориентировка сланцеватости

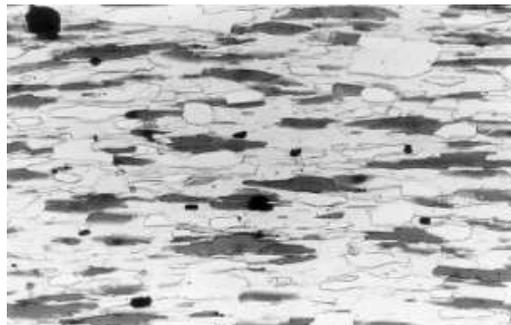


Рис. 10.23. Ориентировка сланцеватости

Рассмотрим несколько примеров сланцеватости (рис. 10.24, 10.25). На изображении слева видны мелкие чешуйки, ориентированные параллельно. На рисунке справа чешуек больше и видна предпочтительная ориентировка сланцеватость. Если построить розу-диаграмму, то по ней будет явна видна такая предпочтительная ориентировка.

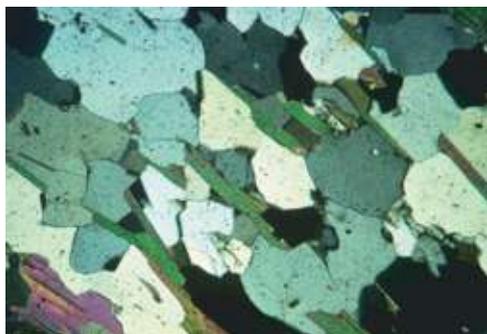


Рис. 10.24. Сланцеватость

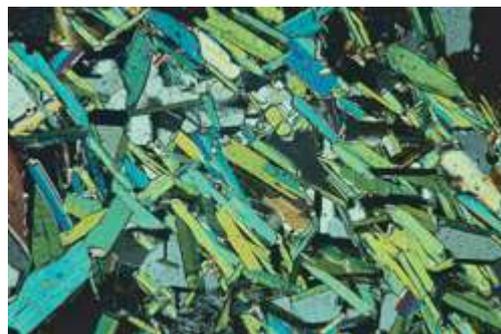


Рис. 10.25. Сланцеватость

Породы, в которых имеет место сланцеватость, называются сланцами. На рисунке 10.26 показан глинистый тулифелитовый сланец, который имеет блеск, а на рисунке 10.27 показан биотитовый сланец.



Рис. 10.26. Сланец

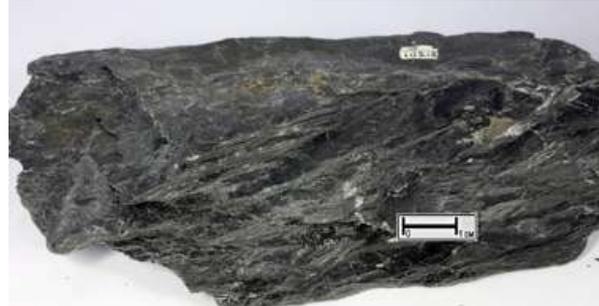


Рис. 10.27. Биотитовый сланец

Кливаж

В 1835 Сэджвик дал следующие определение: *кливаж* – это расщепление горных пород на тонкие пластинки.

На Пенроузской конференция в 1976 было сказано, что кливаж – микроструктура – это система тонких субпараллельных нитевидных зон. На рисунках 10.28 и 10.29 видно, что в обнажениях действительно происходит расщепление. Нитевидные зоны – это ослабленные поверхности, поэтому расщепление происходит либо при выветривании, либо при ударе молотком. Такое расщепление – не в глубине массива горных пород, это не трещина.



Рис. 10.28. Кливаж

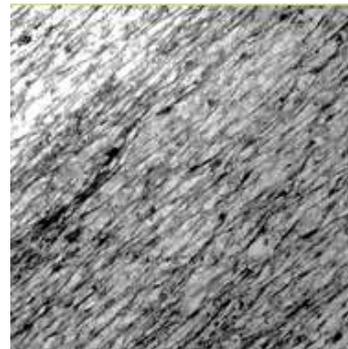


Рис. 10.29. Кливаж

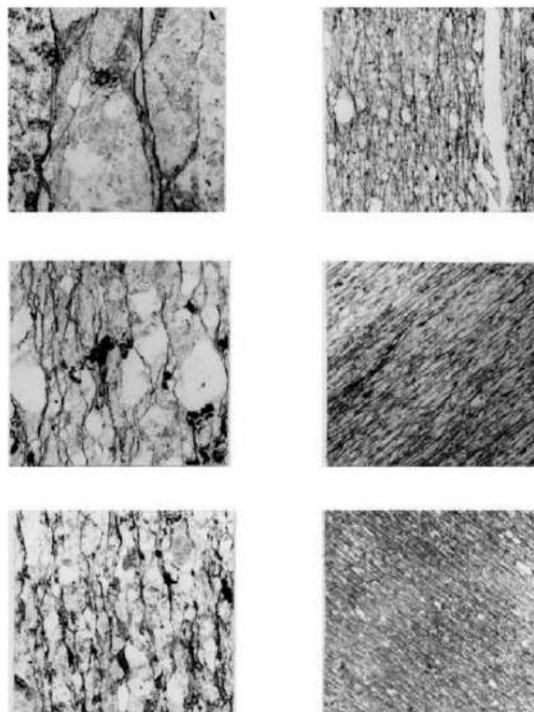
Межзерновой кливаж

Межзерновой кливаж – это системы тонких субпараллельных нитевидных зон в зернистых породах. Такие зоны являются ослабленными поверхностями, по которым и раскалывается порода.

Кливаж изучается более 150 лет, его определение и происхождение все это время вызывало споры.

На рисунке 10.30 представлено фото В.Г. Талицкого, сделавшего следующие выводы:

- чем тоньше зерно, тем прямолинейнее и ближе расположены нитевидные зоны;
- в грубозернистом песчанике швы расположены редко (верхняя левая фотография).



*Рис. 10.30. Межзерновой кливаж. Гравелиты, песчаники, алевролиты из различных складчатых областей. Увеличение 20, николи II. (Фото В.Г.Талицкого).
Субпараллельно расположенные тонкие нитевидные зоны огибают обломочные зерна*

Чем меньше слагающие породу зерна, тем чаще расположены зоны кливажа и тем совершеннее выглядит текстура.

Примеры межзернового кливажа показаны на изображениях рис. 10.31 и 10.32.

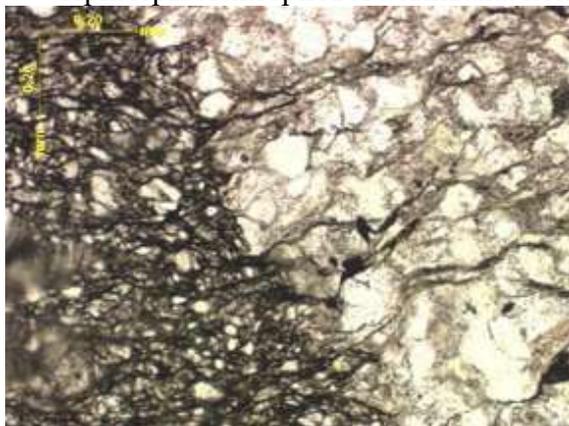


Рис. 10.31. Межзерновой кливаж. Фото В. Быстровой, Кавказ



Рис. 10.32. Межзерновой кливаж. Фото В. Быстровой, Кавказ

Кливаж в обнажениях

Кливаж может развиваться в отдельных слоях или пронизывать все слои, преломляясь на их границах. В обнажениях кливаж выглядит как показано на изображениях: рис. 10.33, 10.34. Здесь происходит расщепление на пластинки.

В слабометаморфизованных породах присутствует сланцеватость и эти породы раскалываются на пластинки: глинистый сланцы, филлитовые сланцы и др. Такие сланцы часто называют *кровельными сланцами*. По определению кливажа можно было бы говорить о таком проявлении в этих породах, однако там есть предпочтительная ориентировка минералов. В соответствии с определением 1813 года – это проявление – сланцеватость.

В такой ситуации было введено понятие: *кливаж, характерный для сланцев*. Если следовать установкам Пенроузской конференции, то следует говорить только о сланцеватости.

Микроскопически кливаж и сланцеватость – разные понятия. В обнажениях кливаж в песчаниках и сланцеватость в глинистых/филлитовых сланцах выглядит одинаково – это расщепление на тонкие пластинки. Они образуются перпендикулярно оси максимального сжатия. В складках процессы имеют одинаковое поведение. Поэтому существуют понятия, что в маловязких слоях – это обратный веер, в вязких слоях – прямой веер. В вязких слоях речь идет о кливаже, а в маловязких – о сланцах. Для того, чтобы не использовать понятия обратный веер сланцеватости и прямой веер кливажа, геологи условились использовать термин кливаж.



Рис. 10.33. Кливаж в обнажениях



Рис. 10.34. Кливаж в обнажениях

Кливаж может развиваться в одних слоях и не развиваться в других. На фотографиях (рис. 10.35, рис. 10.36) можно увидеть преломление кливажа в более вязких и менее вязких слоях.



Рис. 10.35. Терригенные породы (песчаники, алевритовые и глинистые сланцы) Корякско-Чукотская складчатая область. Фото И.А. Войцика



Рис. 10.36. Терригенные породы (песчаники, алевритовые и глинистые сланцы) Корякско-Чукотская складчатая область. Фото И.А. Войцика

На изображении (рис. 10.37) преломление кливажа практически нет.



Рис. 10.37. Кливаж в обнажениях

Рис. 10.38. Кливаж в обнажениях

Кливаж в складках проявляется следующим образом (рис. 10.39, 10.40). Часто кажется, что в складках кливаж параллелен осевой поверхности складки. Н.С. Фролова померила весь кливаж в складках на фотографии 10.40 и выяснила, что весь кливаж преломляется.

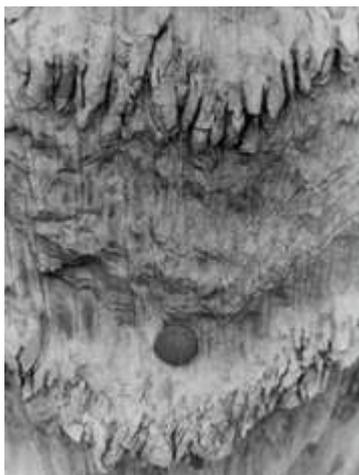


Рис. 10.39. Кливаж в обнажениях

Рис. 10.40. Кливаж в обнажениях

Таким образом, кливаж образует прямой (в вязких слоях) или обратный (в маловязких слоях) веер. Этот процесс показан на схеме рис.10.41.

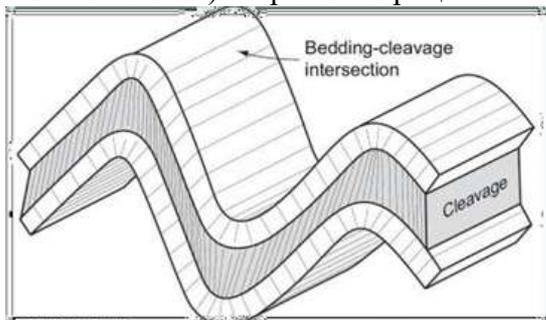


Рис. 10.41. Схема расположения кливажа в складках



Рис. 10.42. Кливаж в обнажениях

Преломление кливажа в слоях разной вязкости происходит таким образом, что хорда кливажа параллельна осевой поверхности складки (так называемой «правило Паталахи»).

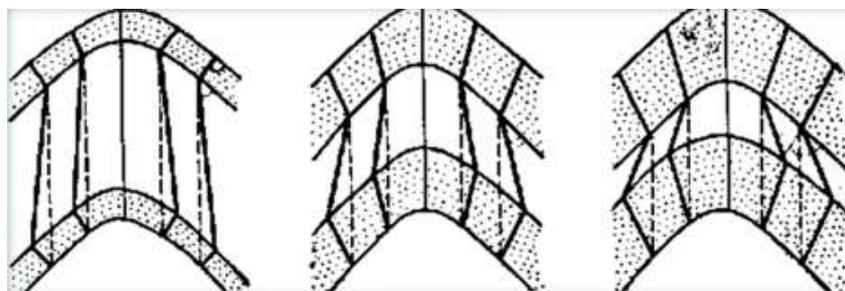


Рис. 10.43. Схема преломления кливажа в складках

Ориентировка кливажа

Поверхности кливажа всегда перпендикулярны оси максимального сжатия (Харкер, 1857). Это наиболее очевидно при наличии в породе включений, имевших первоначально круглую форму. Кливаж закладывается на первой стадии складкообразования, когда слои лежат еще горизонтально. На второй стадии, при изгибе слоев, он разворачивается в веер – прямой в вязких слоях и обратный в маловязких слоях. Таким образом кливаж в разных слоях преломляется.

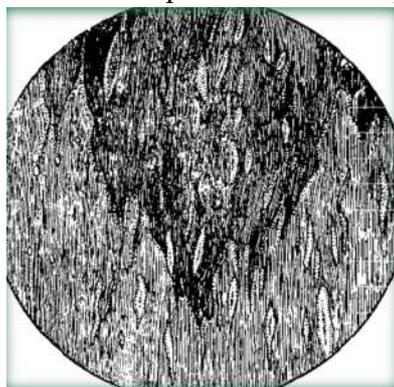


Рис. 10.41. Ориентировка кливажа

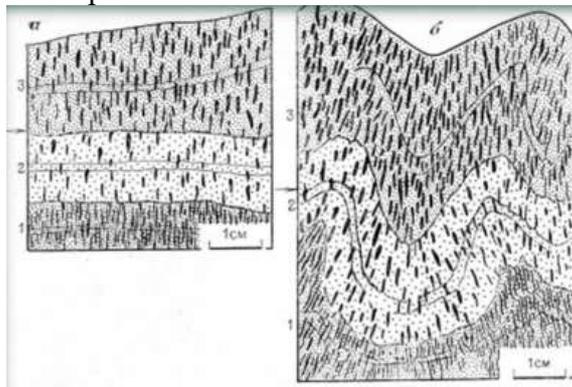


Рис. 10.42. Эксперимент Н.Б. Лебедевой. Лаборатория тектонофизики МГУ

В лаборатории моделировали кливаж путем введения маловязких включений в виде изометричного материала (рис. 10.44). При деформации эти включения раздавливались. Получившиеся тела были ориентированы так же, как и кливаж. В конце концов эти тела имели поведение кливажа, хотя и имели другое происхождение.

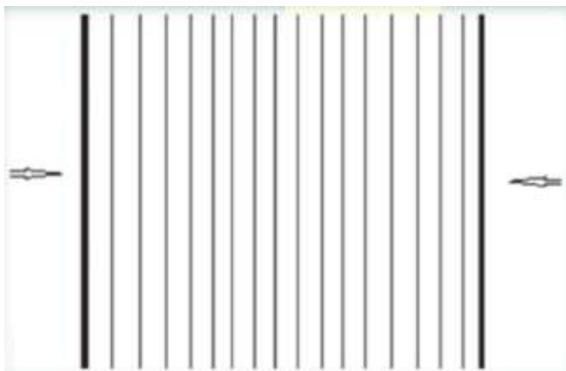


Рис. 10.43. Схематическое моделирование кливажа

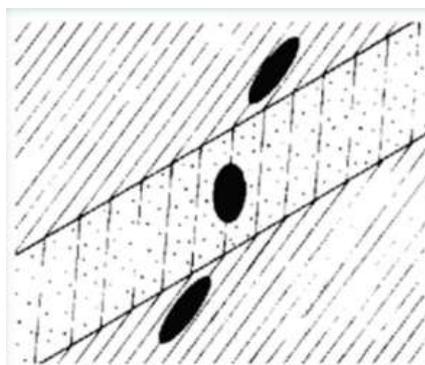


Рис. 10.44. Схематическое моделирование кливажа

Кливаж под микроскопом

Микроскопически кливаж – это тонкие нитевидные зоны, обогащенные мельчайшими листочками чешуйчатых минералов, органическим и рудным веществом, придающим этим зонам, называемым швами, темный цвет.

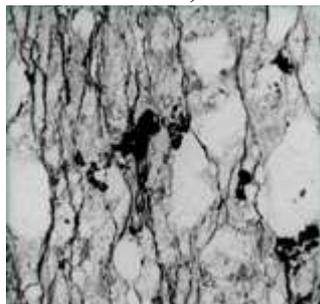


Рис. 10.45. Тонкие нитевидные зоны кливажа

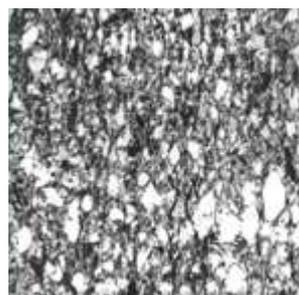


Рис. 10.46. Тонкие нитевидные зоны кливажа

На рисунке 10.47 показаны рисунки по фотографиям: изображены нитевидные зоны, которые могут быть тонкими или потолще; параллельными и с изгибами.

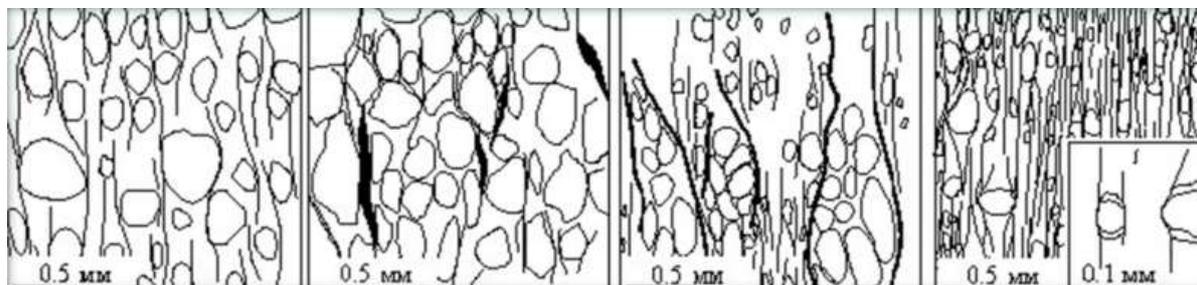


Рис. 10.47. Зоны кливажа, изображенные по фотографиям

Для того, чтобы увидеть, чем сложены швы, были необходимы микроскопы с высоким разрешением. В швах вещество – нерастворимое.

Кроме того, под микроскопом стал понятен характер границ зерен.

Примеры кливажа в обломочных породах Большого Кавказа на фотографиях В. Быстровой показаны на изображениях (рис. 10.48, 10.49).



Рис. 10.48. Примеры кливажа в обломочных породах Большого Кавказа. Фото В. Быстровой

В кливажированных породах зерна кварца – вытянуты – это не деформация. Геологи пришли к выводу, что на напряженных границах зерен происходит растворение: легкорастворимые минералы выносятся (кальцит и кварц хорошо растворимы).

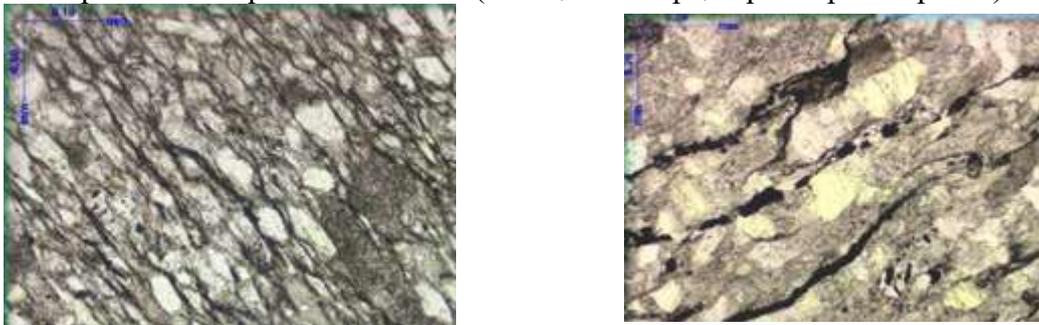


Рис. 10.49. Примеры кливажа в обломочных породах Большого Кавказа. Фото В. Быстровой

Кливаж зернистых пород развивается только в неоднородной среде – это изотропная среда с первичными случайными неоднородностями микроскопического уровня – уровня зерен

Песчаник – состоит из обломочных зерен (преимущественно кварцевых) и тонкозернистого матрикса.



Рис. 10.50. Межзерновой кливаж

Механизм образования межзернового кливажа

Необходимо учесть следующие обстоятельства:

- кливаж формируется в резко неоднородной среде;
- кливажные швы приурочены к границам неоднородностей;
- поверхности кливажа перпендикулярны оси максимального укорочения;
- кливажные швы обеднены легкорастворимыми минералами (кварц и кальцит) и обогащены нерастворимыми;
- во время деформации породы насыщены флюидной фазой.

При деформации неоднородной среды, состоящей из частиц с разными свойствами, происходит избирательное растворение минералов на участках максимальной концентрации сжатия (механизм компрессионной ползучести).

Одновременно осуществляется вынос растворенного вещества и его переотложение.

Формируются кливажные швы – ослабленные зоны, ориентированные по нормали к оси максимального сжатия и обогащенные нерастворимыми частицами.

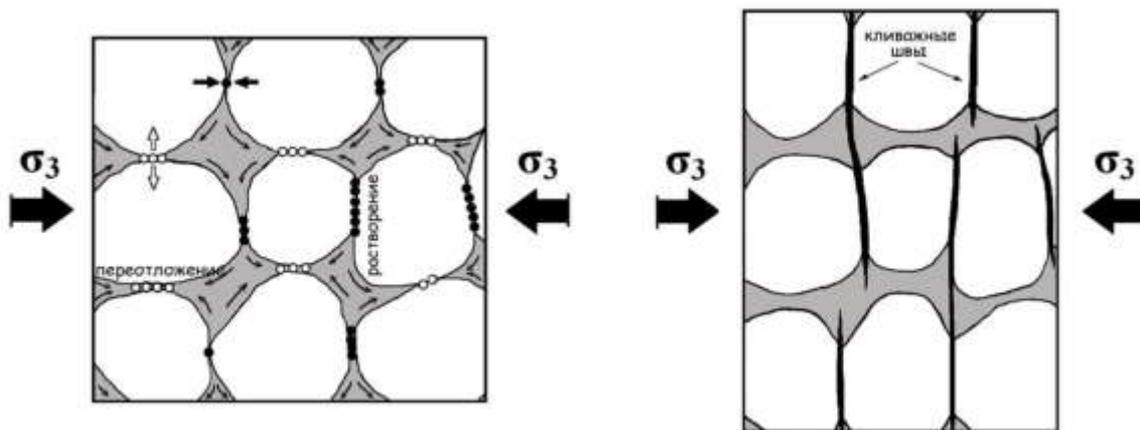


Рис. 10.51. Схема формирования кливажных швов

На рисунке 10.52 показаны зоны с присутствием кливажных швов (черный цвет).

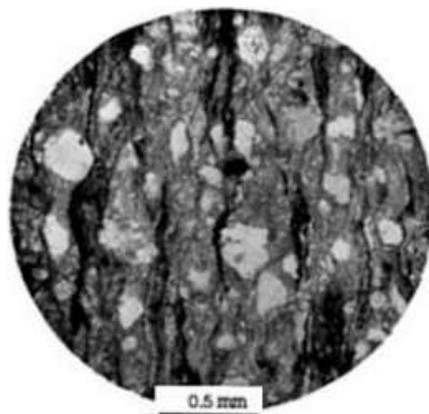


Рис. 10.52. Кливажные швы

Зарождение кливажных зон

На изображении (рис. 10.53) показана ситуация, когда два зерна граничат друг с другом и имеют колоссальное напряжение. На рисунке слева показано одно зерно, но вокруг него – темная каёмка. Так произошло, потому что при сжатии должно было произойти укорочение объема. Вязкое зерно не поддается деформации, значит такая деформация должна быть где-то больше, чтобы весь объем в равномерной степени укоротился. Именно поэтому напряжение скапливается на границах.

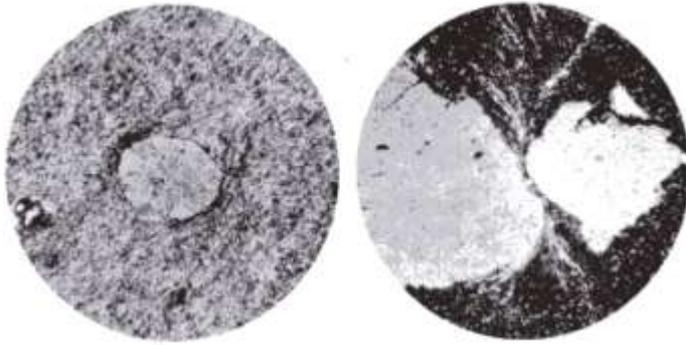


Рис. 10.53. Зарождение кливажных зон

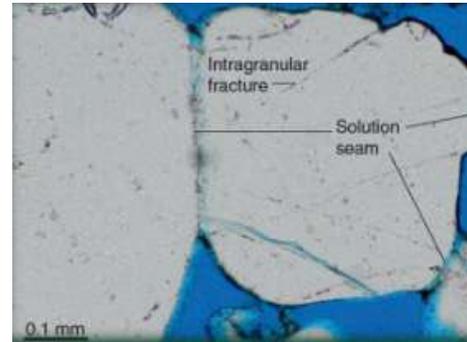


Рис. 10.54. Образование кливажных зон

На изображениях (рис. 10.55 и 10.56) показаны кливажные зоны в породах Большого Кавказа. Темным цветом показан кливажный шов.

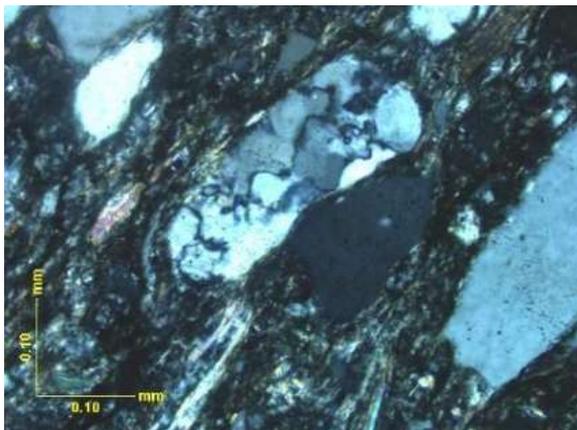


Рис. 10.55. Большой Кавказ. Фото В. Быстровой



Рис. 10.56. Большой Кавказ. Фото В. Быстровой

Растворенное вещество, вынесенное из швов, переотлагается в тыльных частях растворяющихся зерен и включений или выносится флюидом на более далекое расстояние.

На Кавказе очень много зон, где сформированы бороды нарастания.



Рис. 10.57. Растворенное вещество в кливажных зонах

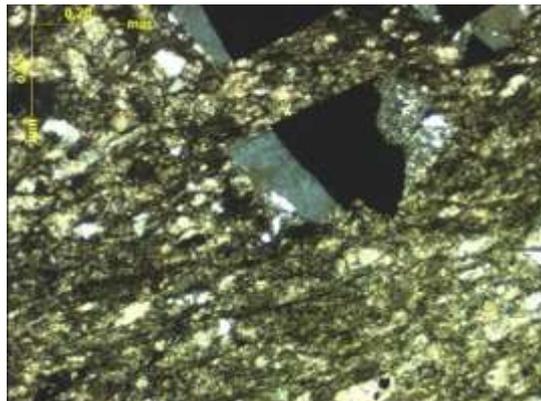


Рис. 10.58. Отложения кварца в тенях давления жестких зерен пирита Большой Кавказ. Фото В. Быстровой

Особенно хорошо растворение под давлением видно, если в породе присутствуют растворимые включения, такие как оолиты или остатки фауны (рис. 10.59).

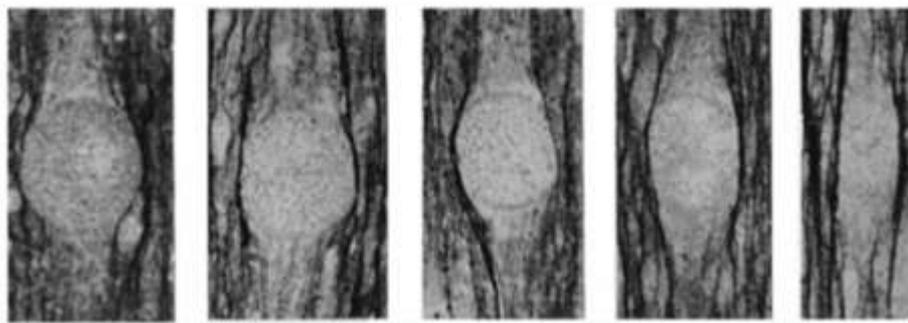


Рис. 10.59. Различные стадии растворения оолитов при формировании кливажа в известняках. Кальцит переотлагается в тыльных частях оолитов

На рисунке 10.60 показано частичное растворение фораминиферы.



Рис. 10.60. Частичное растворение органического остатка

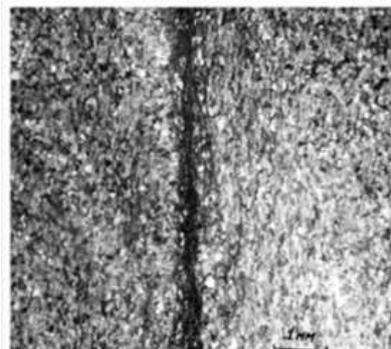


Рис. 10.61. Результат растворения под давлением: крупный кливажный шов. Из него вынесены светлые минералы, а остались нерастворимые темные

Эффект ложных смещений

При формировании кливажа происходит укорочение деформируемого тела в направлении максимального сжатия. Это может создавать эффект ложных смещений. Отсюда возникло представление о складках скалывания.



Рис. 10.62. Схема эффекта ложного смещения

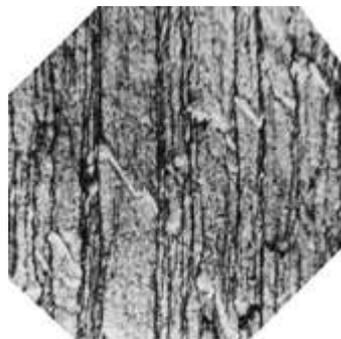


Рис. 10.63. Эффект ложных смещений

Растворение под давлением и вынос будут образовывать зоны концентрации деформации.

Условия и время образования кливажа

В природе происходит избирательное проявление кливажа в слоях. При увеличении степени преобразования пород (катагенез, метагенез, начальный метаморфизм) кливаж развивается во все новых и новых разностях пород:

- глинистые породы;
- алевритовые породы;
- мелкозернистые песчаники;
- крупнозернистые песчаники;
- известняки.

Причина этого в том, что кливаж появляется только при достижении определенной деформации укорочения внутри слоя.



Рис. 10.64. Кливаж

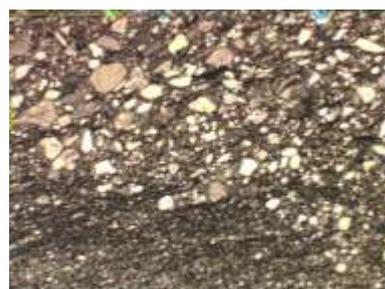


Рис. 10.65. Кливаж

Если кливаж развит во всех слоях, то он преломляется на границах слоев разного состава.



Рис. 10.66. Терригенные породы. Чукотка. Фото И.А. Войцика

Кливаж в складках может быть развит повсеместно или локально – лишь в их замках.



Рис. 10.67. Сплошной кливаж, развитый в замках и на крыльях складок

В природе происходит избирательное проявление кливажа в складчатой структуре. Это связано с тем, что он начинает развиваться лишь при достижении определенной величины укорочения в слоях.

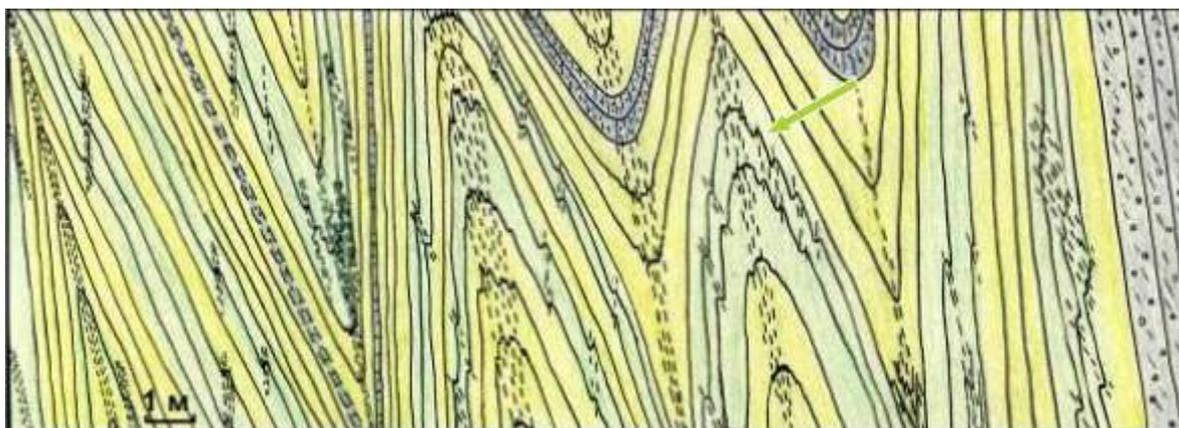


Рис. 10.68. Развитие кливажа вдоль осевых поверхностей складок

Формирование кливажа – это способ укорочения слоистой толщи на первой стадии складкообразования, когда слои лежат еще горизонтально.

Среда, содержащая первичные случайные неоднородности зернового уровня, в результате деформации преобразуется в среду со вторичными структурно-вещественными неоднородностями, носящими уже регулярный характер.

При продолжении деформации слоистая толща теряет устойчивость и вязкие слои начинают изгибаться в складки.

При изгибе слоев кливаж разворачивается в веер – прямой в вязких слоях и обратный в маловязких слоях. Таким образом кливаж в разных слоях преломляется. Рассмотрите этапы образования кливажа (рис. 10.69):

1. Слоистая неоднородная среда до деформации.
2. В слоях возникает система ослабленных поверхностей, что и определяет характер дальнейшей деформации на стадии изгиба.
3. Изгиб кливажированных слоев в складку.

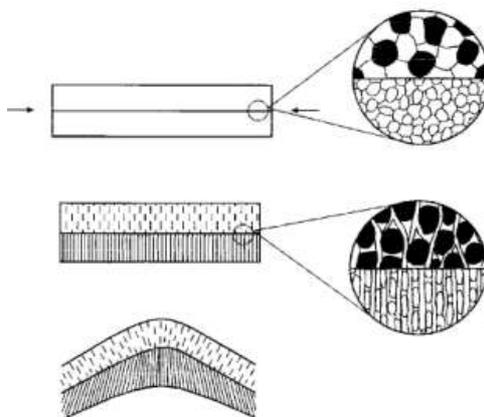


Рис. 10.69. Слоистая неоднородная среда до и после деформации

На второй стадии складкообразования, при изгибании слоев в складки, могут происходить уже реальные, а не кажущиеся, смещения вдоль поверхностей кливажа.

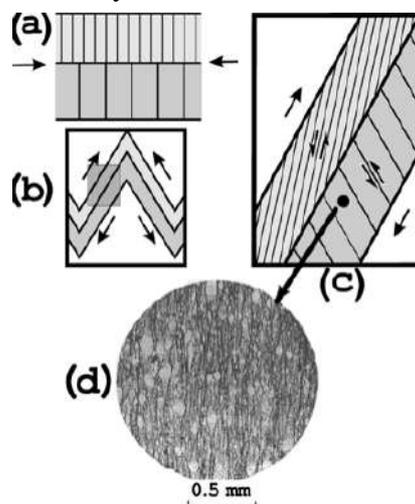


Рис. 10.70. Стадии складкообразования

На рисунке 10.70 показаны стадии складкообразования:

(a) Первая стадия складкообразования. Слои лежат горизонтально. Происходит укорочение, сосредоточенное в формирующихся кливажных швах

(b) На второй стадии складкообразования (стадии изгиба) на крыльях складок возникает механическая обстановка простого сдвига

(c) Одновременно микролитоны, разделенные ослабленными зонами – кливажными швами – также скользят друг относительно друга.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

1. Кливажные швы – зоны резкой концентрации деформации укорочения. Они ориентированы перпендикулярно максимальной оси этой деформации.
2. Формирование таких зон обусловлено грубой неоднородностью геологической среды на микроскопическом уровне – уровне зерен.
3. Механизмом деформации служит компрессионная ползучесть, или растворение под давлением, или мокрая ползучесть.
4. При укорочении формируются ослабленные зоны (кливажные швы) и происходит сближение их стенок.
5. Только при относительном изменении ориентировки оси максимального укорочения могут происходить смещения вдоль ослабленных зон (кливажных швов).

Кливаж плейчатости

Кливаж плейчатости – плоскостная микротекстура, выраженная плоскопараллельным.

Кливаж плейчатости часто расположен в породе в зонах, сформированных крыльями микроскладок или смыкающимися крыльями микрофлексур, в которые смята ранняя плоскостная микротекстура.

Основные (базовые) элементы – микролитоны, разделенные нитевидными кливажными зонами.

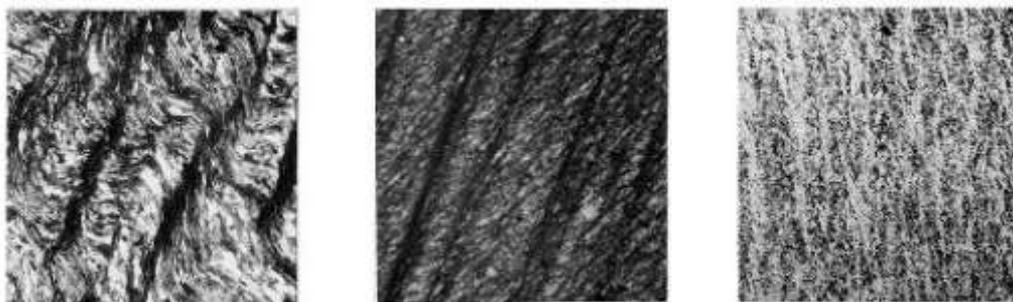


Рис. 10.71. Кливаж плейчатости. Сланцы из разных складчатых областей. Николи П. а - кливаж связан с плейчатостью; б - кливаж развивается по смыкающим крыльям микрофлексур; в - кливаж образует микроскопические кинк-зоны. Во всех случаях кливаж плейчатости развивается по ранним микротекстурам, реликты которых отчетливо видны в микролитонах.

Яркий пример кливажа плейчатости показан на изображении ниже (рис. 10.72).



Рис. 10.72. Кливажная зона кливажа плейчатости. Слюдяной сланец. Увеличение 40. Николи +. Чешуйки слюды, слагающие кливажную зону, ориентированы под острым углом к ориентировке зоны

Рассмотрим еще примеры кливажа плейчатости в различных сланцах (рис. 10.73 – 10.76).



Рис. 10.73. Сланцы, Нью Мехико (Vernon, 2004)



Рис. 10.74. Сланцы, Нью Мехико (Vernon, 2004)



Рис. 10.75. Кливаж плейчатости

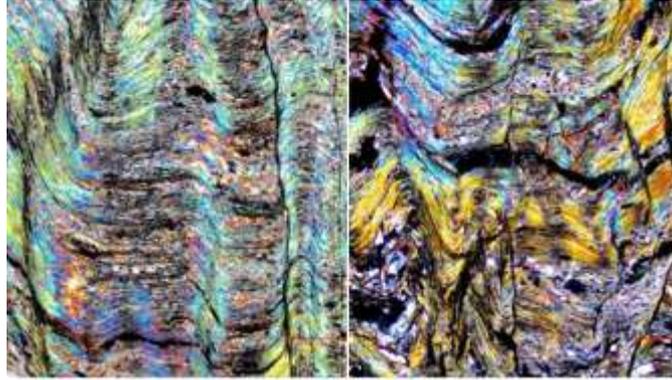


Рис. 10.76. Кливаж плейчатости

Кливаж плейчатости может образовываться по межзерновому кливажу (рис. 10.77)



Рис. 10.77. Кливаж плейчатости, образованный по межзерновому кливажу

Основные черты кливажа плейчатости:

- Ранняя текстура (межзерновой кливаж или сланцеватость) смята в микроскладочки или флексуры.
- Чередуются разные по составу и структуре прямолинейные зоны.
- Узкие темные зоны сложены чешуйками слюд или аналогичны кливажным зонам межзернового кливажа.

Морфологические типы

Существует четыре морфологических типа кливажа плейчатости:

- (a) дискретный;
- (b) грубый;
- (c) зональный;
- (d) зональный.



Рис. 10.78. Морфологические типы кливажа плейчатости

Механизм образования кливажа плейчатости

При формировании кливажа плейчатости главную роль играют микронеоднородности среды, но не первичные, как в случае межзернового кливажа, а вторичные, созданные на предшествующем этапе деформации.

Кливаж плейчатости важен для понимания истории развития деформационного процесса.

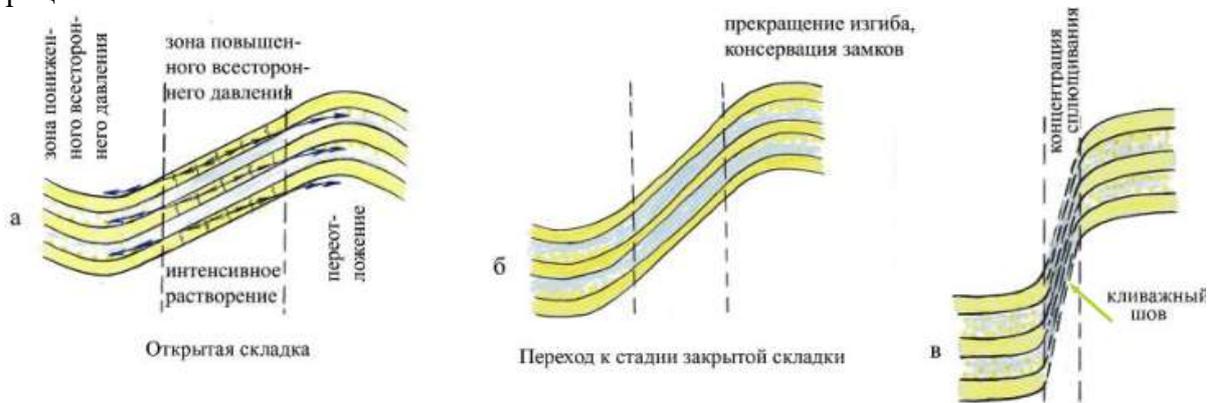


Рис. 10.79. Механизм образования кливажа плейчатости

Лекция 11. Структуры и текстуры внутрислоевого уровня

11.1. Кливаж плейчатости

Кливаж плейчатости – плоскостная микротекстура, выраженная плоскопараллельным расположением в породе зон, сформированных крыльями микроскладок или смыкающимися крыльями микрофлексур, в которых смята ранняя плоскостная микротекстура.

Основные (базовые) элементы микролитоны, разделенные нитевидными кливажными зонами.

Основные черты кливажа плейчатости:

- Ранняя текстура (межзерновой кливаж или сланцеватость) смята в микроскладочки или флексуры.
- Чередуются разные по составу и структуре прямолинейные зоны.
- Узкие темные зоны сложены чешуйками слюд или аналогичны кливажным зонам межзернового кливажа.

Механизм образования кливажа плейчатости

При формировании кливажа плейчатости главную роль играют микронеоднородности среды, но не первичные, как в случае межзернового кливажа, а вторичные, созданные на предшествующем этапе деформации.

Кливаж плейчатости важен для понимания истории развития деформационного процесса.

11.2. Стилолиты

Стилолиты – это сильно извилистые, часто зазубренные зоны, выполненные глинисто-углистым, реже рудным веществом. Они имеют вид криволинейных темных полос и их часто называют стилолитовыми швами. Эти швы так же, как кливажные, формируются в результате растворения под давлением

Стилолиты формируются при постдиагенетическом уплотнении пород (а) или при тектонических деформациях (б). Стилолитовые швы перпендикулярны оси максимального укорочения.

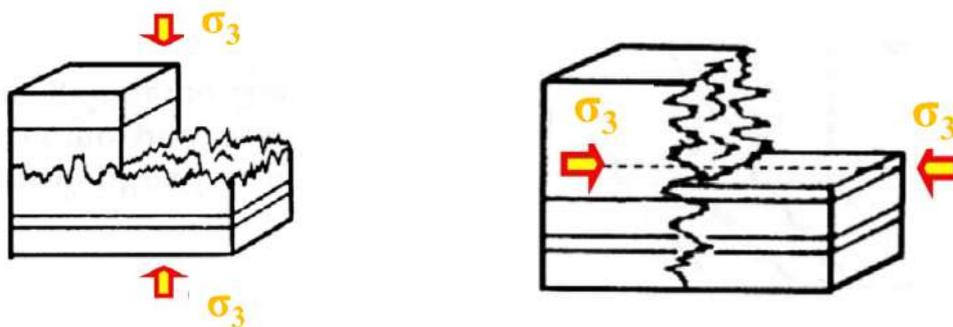


Рис. 11.1. Схематическое представление о формировании стилолитов

Если стилолитовые швы параллельны слоистости, тогда это швы уплотнения (рис. 11.2). Стилолиты на изображении (рис. 11.3) расположены кулисообразно – это обстановка правого сдвига.



Рис. 11.2. Тектонические стилолиты в известняках. Шов имеет коробчато-волнообразную форму



Рис. 11.3. Тектонические стилолиты в зоне сдвига перпендикулярны оси максимального сжатия (по Ramsay, Huber)

Морфологические типы стилолитов

Выделяют различные морфологические типы стилолитов (рис.11.4):

1. Волнообразные;
2. Зубчатые;
3. Коробчато-волнообразные;
4. Фестончатые;
5. Неправильные;
6. Асимметричные;
7. Односторонние (сдвиговые) Стрелками показана ориентировка сжатия (по McClay, 1989)

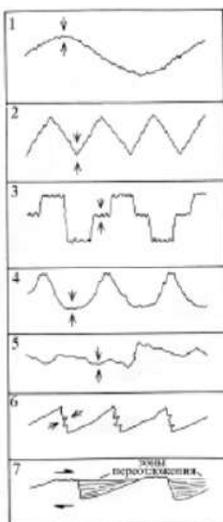


Рис. 11.4. Морфологические типы стилолитов

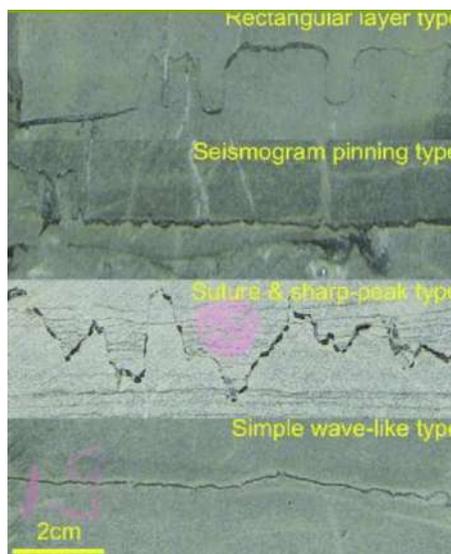


Рис. 11.5. Морфологические типы стилолитов в природе, сверху вниз: коробчатообразные; похожие на сейсмограмму; зубчатые, волнообразные

Стилолиты под микроскопом

Под микроскопом видно, что в результате растворения под давлением часть оолитов удалена, а часть – частично растворена и срезана другим стиололитом, что подтверждает предположение о растворении под давлением.

На рисунке 11.6 показаны результаты сканирующей электронной микроскопии

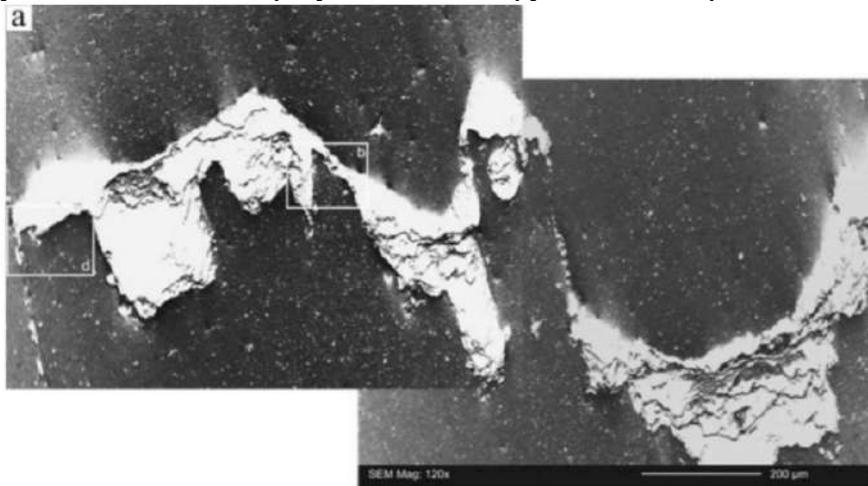


Рис. 11.6. Сканирующая электронная микроскопия. Зрелые тектонические стиололиты в мелкозернистых юрских известняках. Значительное изменение толщины остаточного слоя глины (по Ebner et al., 2010)

Стилолиты характерны для мелкозернистых известняков. В других породах стиололиты не встречаются. Известняки растворимы и при низких температурах. При повышении температуры растворимость известняка уменьшается. Поэтому при диагенетическом уплотнении стиололитовые швы распространены.

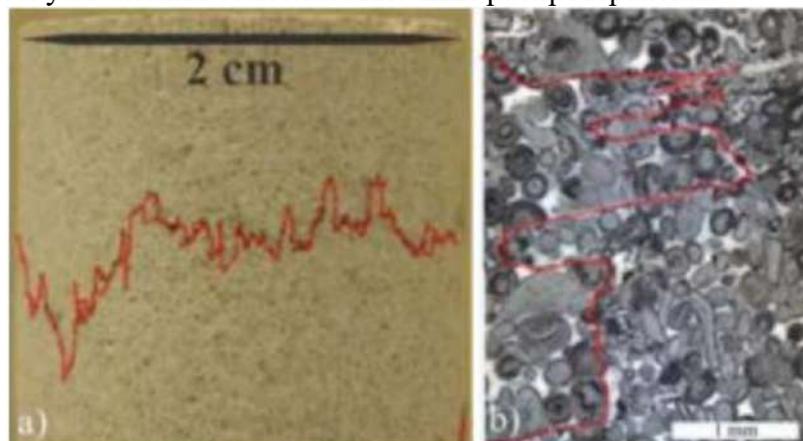


Рис. 11.7. Стилолит в оолитовом известняке, по Роллану (2013). Красная линия подчеркивает стиололиты. а) Стилолиты в образце. б) Оптическое микроскопическое наблюдение. Стилолит удалил часть оолитов путем растворения. Остальная часть оолитов срезается зубьями стиололита

Формирование стиололитов

При рассмотрении кливажа было выяснено, что его формирование связано с неоднородностями, потому что кливажные швы развиваются в зонах концентрации деформаций. Стилолиты тоже связаны с неоднородностями.

Зарождение стилолитов происходит на границах неоднородностей:

- зернового уровня;
- ранние трещинки;
- границы слойков;
- уровня агрегатов зерен (сингенетичные карбонатные брекчии).

Состав швов, ориентировка перпендикулярно оси максимального укорочения и приуроченность к границам неоднородностей (места концентрации напряжений) свидетельствуют о том, что стилолиты являются структурой растворения под давлением.

Стилолиты – непроникающая текстура.

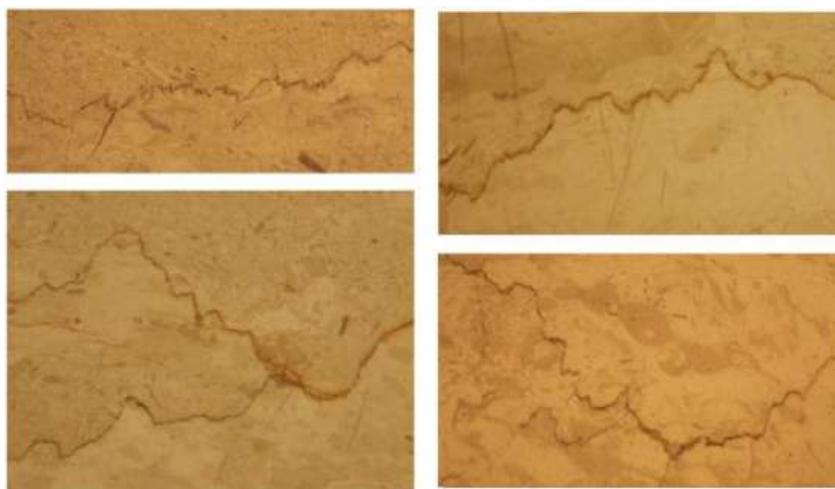


Рис. 11.8. Темные извилистые стилолитовые швы в мраморовидных известняках. Хорошо видно, что швы приурочены к границам неоднородностей разного размера

Стилолиты указывают на ориентировку локальной оси укорочения в данном микрообъеме породы.



Рис. 11.9. Растворение под давлением на границах оолитов

Пример развития стилолитовых швов в мраморовидных брекчиевидных известняках показан на изображениях (рис. 11.10).



Рис. 11.10. Развитие стилолитовых швов в мраморовидных брекчиевидных известняках

Примеры стилолитовых швов, проявившихся при шлифовке мрамора показаны на рисунке 11.12.

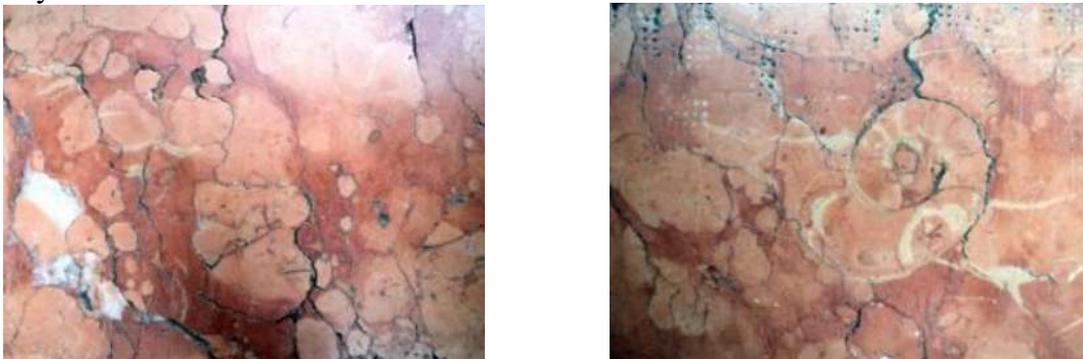


Рис. 11.12. Развитие стилолитовых швов в мраморовидных брекчиевидных известняках

Стилолитовые швы в разных ракурсах в карбонатных породах (Испания, Пиренеи). Пиренейские стилолиты хорошо выражены и обычно фотографии делают на срезах, перпендикулярных плоскости стилолитов, поэтому полученные изображения содержат информацию о том, что видно под углом плоскости.

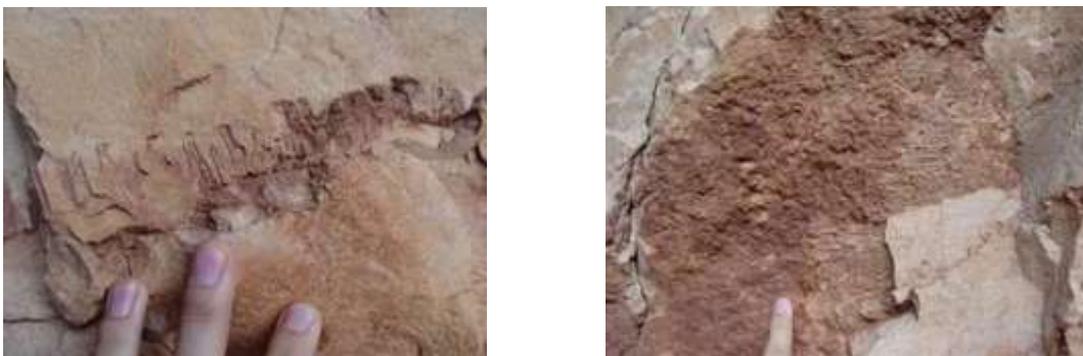


Рис. 11.13. Стилолитовые швы в разных ракурсах в карбонатных породах (Испания, Пиренеи)



Рис. 11.14. Стиллитовые швы в разных ракурсах в карбонатных породах (Испания, Пиренеи)

Примеры более сложных стиллитов показаны на рис. 11.15-11.16.



Рис. 11.15. Стиллитовые швы в тонкозернистых доломитовых породах. Палеопротерозой



Рис. 11.16. Стиллиты в обнажении палеогеновых известняков и в образцах. Карачаево-Черкесская Республика, Скалистый хребет

11.3. Полосчатость

Полосчатость – это еще один тип плоскостных текстур. Она представляет собой чередование полос, обогащенных светлыми и темноцветными минералами. Полосчатость часто сочетается со сланцеватостью (они параллельны друг другу). В общем случае полосчатость не параллельна слоистости. Полосчатость развита обычно в метаморфических породах средней, а чаще высокой степени метаморфизма (например, в гнейсах).



Рис. 11.17. Полосчатость, смятая в складки



Рис. 11.18. Полосчатость

На рисунках 11.19 и 11.20 показана полосчатость в гнейсах в районе Белого моря.



Рис. 11.19. Полосчатость в гнейсах, Белое море



Рис. 11.20. Полосчатость в гнейсах, Белое море

Механизмы образования полосчатости

Механизмы формирования гнейсовидной полосчатости (рис.11.21):

- (a) наследование первичной слоистости;
- (b) складчатые и сдвиговые деформации большой величины;
- (c) метаморфическая дифференциация;
- (d) внедрение расплавленного материала;

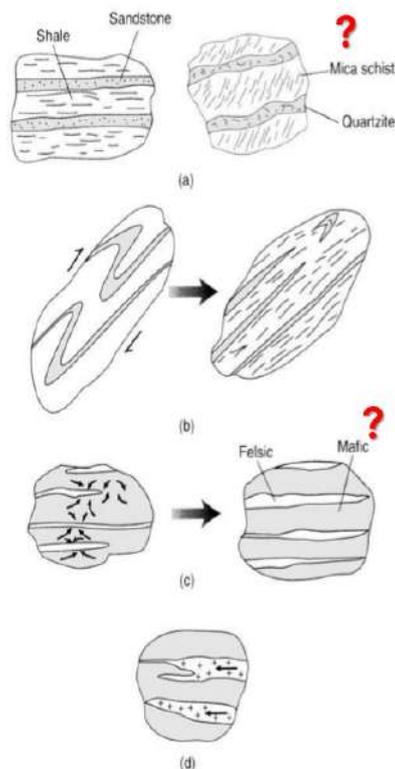


Рис. 11.21. Механизмы формирования полосчатости

Итак, полосчатость формируется в результате деформации или наследует ранее образованную плоскостную текстуру.

Деформационная полосчатость (дополнение):

- Образуется при раздавливании крупных зерен или агрегатов зерен.
- Образуются тонкие вытянутые линзы
- В результате значительной деформации маловязких включений.
- В результате дифференциации или привноса материала в области пониженных давлений, параллельных ранним плоскостным текстурам (слоистости или сланцеватости). Это происходит, когда направление наибольшего укорочения образует с ранними плоскостными текстурными углами меньше 45° .

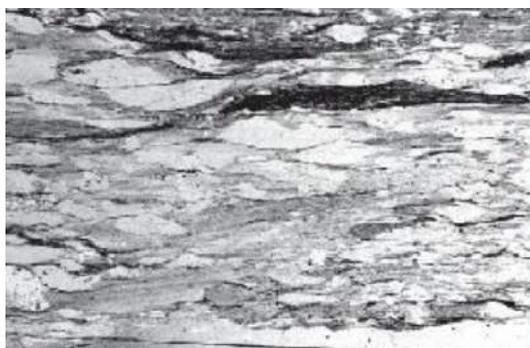


Рис. 11.22. Деформационная полосчатость

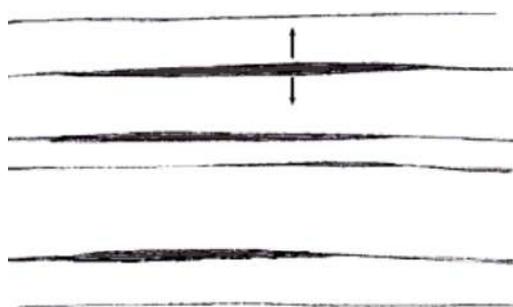


Рис. 11.23. Схема формирования деформационной полосчатости

Деформационная полосчатость может формироваться в результате привноса материала в области пониженных давлений, образованных в результате деформации.

На рисунке 11.24 показана полосчатость на складчатой структуре, вдоль замков складки присутствует иной материал.

На рисунке 11.25 показан макрокливаж плейчатости и вдоль этих направлений (кливажных зон) внедрились светлые жилы. Здесь неоднородность образована деформационным процессом: образование мелких складок сопровождается разной величиной давления на крыльях и замках складки.



Рис. 11.24. Полосчатость на складчатых структурах



Рис. 11.25. Светлые жилы вдоль кливажных зон

Унаследованная полосчатость может образовываться не только по слоистости, а например, в результате наследования кливажа плейчатости. При увеличении метаморфизма они могут быть сложены разными минералами.



Рис. 11.26. Унаследованная полосчатость.

Полосчатость в мраморах на изображении (рис. 11.27) происходит по слоистости, но деформации были большими, так как известняки такие полосы не образуют.

Полосчатость в гнейсах (рис. 11.28) содержит такие минералы, как кварц, биотит. Формирование полосчатости происходило при огромной деформации, так как наблюдаются пережатые складки. Однако в породе присутствовала и начальная дифференциация – об этом говорит чередование темных и светлых полос.



Рис. 11.27. Полосчатость в мраморах,
Карелия



Рис. 11.28. Полосчатость в гнейсах
Francesca Bell, 2019

Пример формирования деформационной полосчатости в диамиктитах (венд, Шпицберген) показан на изображениях (рис. 11.29, 11.30).

Диамиктиты – это несортированные осадки; в прошлом считалось, что они имеют ледниковое происхождение, а в настоящее время считается, что они могут иметь и морское происхождение.



Рис. 11.29. Диамиктиты, Шпицберген



Рис. 11.30. Диамиктиты, Шпицберген

11.4. Минеральная линейность

Минеральная линейность представляет собой предпочтительную ориентировку вытянутых, обычно столбчатых, шестоватых минералов (например, таких, как роговая обманка).

Иногда это минералы, удлиненные в процессе деформации, или же вытянутые агрегаты минералов. В случае если линейность обусловлена шестоватыми минералами, то механизм ее образования такой же, как у сланцеватости – эти минералы растут длинной осью по направлению оси растяжения. Такая линейность обычно характерна для метаморфических пород, в которых устойчивы эти минералы (чаще всего они ориентированы вдоль шарниров складок).

Вытянутая форма агрегатов может быть обусловлена наличием борозд нарастания на торцах жестких зерен (в «тенях давления»). Эти агрегаты оказываются также вытянутыми вдоль оси растяжения.

Минеральная линейность обычно используется как динамический индикатор (для определения ориентировки оси растяжения).

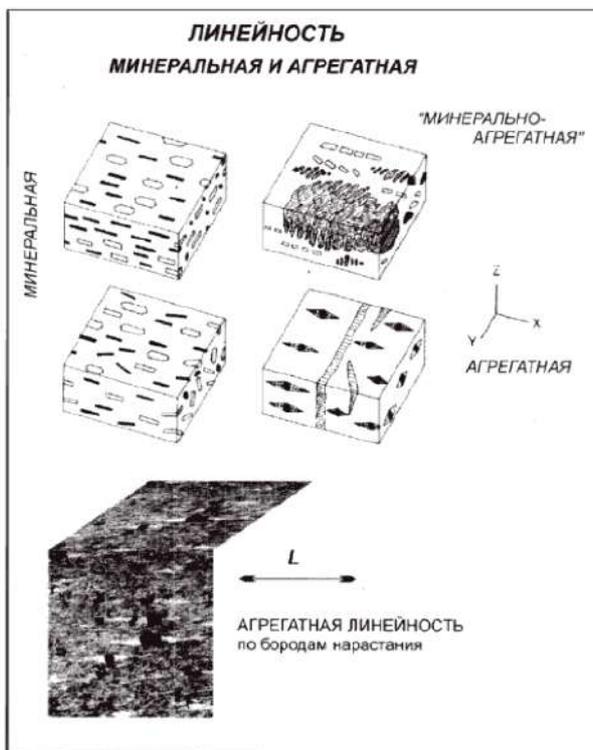


Рис. 11.31. Минеральная и агрегатная линейность

Примеры минеральной линейности показаны на рисунках 11.32 – 11.35. В породе (рис. 11.32) видно, как сильно вытянуты в ней зерна. Геологи схематически нарисовали такую структуру. Такая линейность называется минеральной.

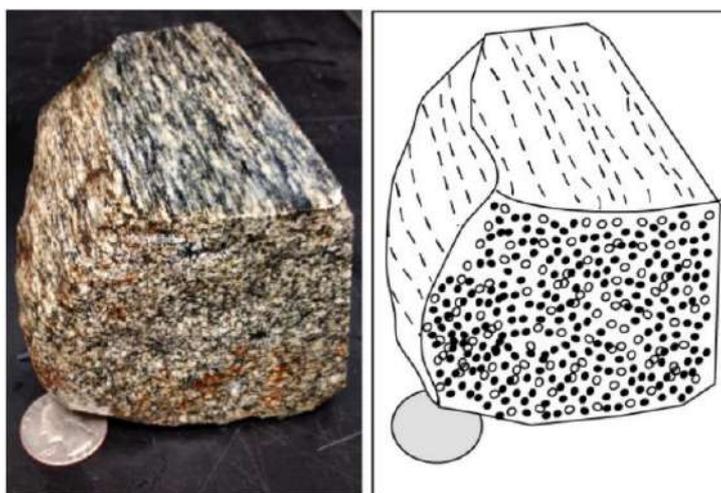


Рис. 11.32. Минеральная линейность в породе (слева) и ее схематическое изображение (справа)

На рисунке 11.33 показан пример сочетания линейности и кливажа, и плоскостных структур в кристалле турмалина.



Рис. 11.33. Кристалл турмалина

Примеры минеральной линейности в кристаллах роговой обманки показаны на рисунках 11.34 и 11.35.

Кристаллическая решетка минералов устойчива именно тогда, когда зерна вытянуты вдоль оси растяжения. Таким образом образуется минеральная линейность.



Рис. 11.34. Минеральная линейность, обусловленная вытянутыми кристаллами роговой обманки



Рис. 11.35. Минеральная линейность, обусловленная вытянутыми кристаллами роговой обманки

11.5. Структуры тыльных частей зерен и включений

Причина формирования таких структур – наличие более вязких включений в менее вязком матриксе. При укорочении объема в тыльных частях включений возникают «тени деформации».

Выделяют три типа структур:

1. *Тени деформации* (тени давления)
 2. *Бороды нарастания* (каймы давления)
 3. *Псевдобороды нарастания* (бороды нарастания фрагментации).
- Морфологически сходные с бородами нарастания структуры. Образуются за счет грануляции, дробления минеральных зерен и перемещения обломков в тыльные части

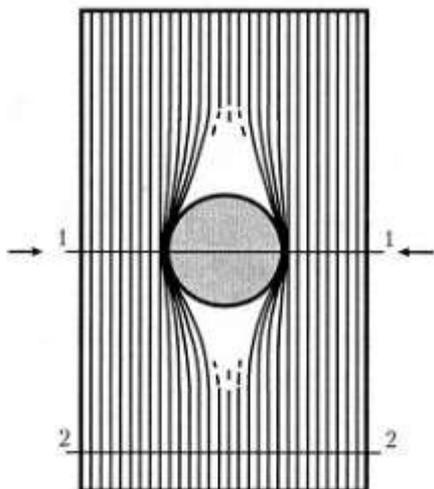


Рис. 11.36. Вязкое включение в менее вязком матриксе

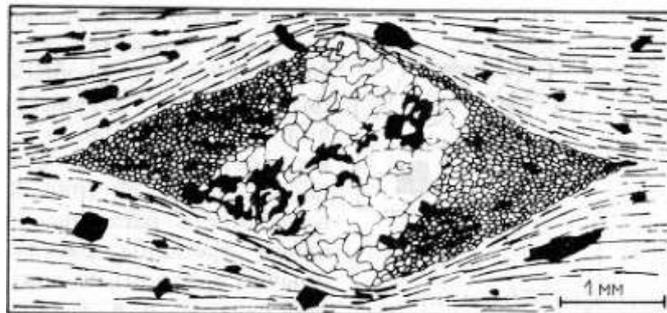


Рис. 11.37. Перекристаллизация в тенях давления порфирокласта полевого шпата в очковом гнейсе. Сформировались псевдоторды нарастания (по Никола)

Тени деформации

Образуются в тыльных частях зерен и включений за счет сохранности в них недеформированных участков матрикса (в остальном объеме развивается какая-либо плоскостная текстура, например, кливаж).



Рис. 11.38. Симметричная и асимметричная тени деформации в тыльных частях жестких зерен пирита



Рис. 11.39. Тени деформации вокруг хлорит-мусковитового порфиробласта

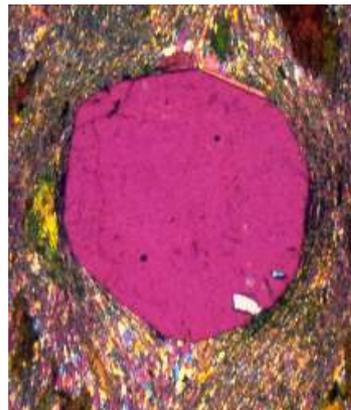


Рис. 11.40. Тени давления в слюдяном сланце в тыльных частях зерна граната (Passchier, Trouw, 1998)

Бороды нарастания (каймы давления)

Бороды нарастания – это структуры, морфологически выраженные новообразованиями на противоположных тыльных сторонах жестких включений.

Морфологические типы бород нарастания:

- по внутреннему строению: с невыраженным волокнистым габитусом, с выраженным волокнистым габитусом;
- по морфологии волокон: с прямыми волокнами, с изогнутыми волокнами
- по геометрическому соответствию с формой включения: с геометрическим соответствием, без геометрического соответствия;
- по минеральному составу: мономинеральные и полиминеральные.

Минералы, образующиеся в каймах давления: кварц, кальцит и хлорит

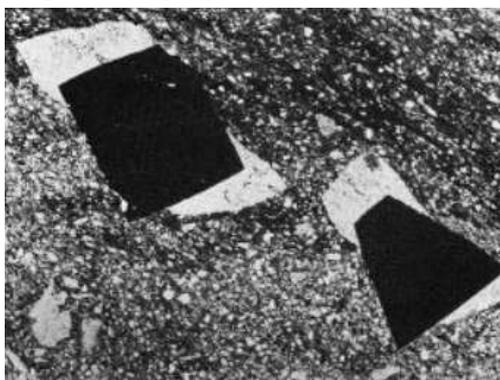


Рис. 11.41. Каймы давления, сложенные кварцем, в зерне пирита



Рис. 11.42. Каймы давления, сложенные хлоритом, в зерне пирита

Ниже показаны бороды нарастания в нижнеюрских кливажированных песчаниках Большого Кавказа (рис. 11.43, 11.44).

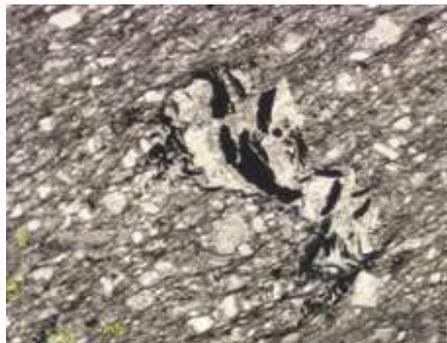
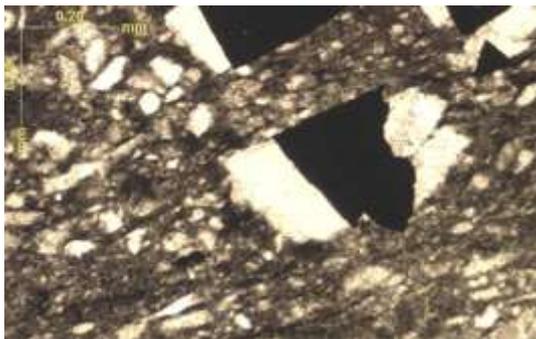


Рис. 11.43. Бороды нарастания в нижнеюрских кливажированных песчаниках
Большого Кавказа

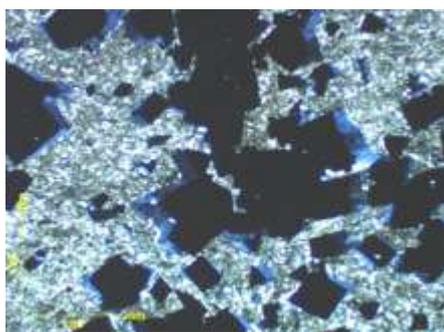


Рис. 11.44. Бороды нарастания в нижнеюрских кливажированных песчаниках
Большого Кавказа

Механизм образования бород нарастания

Механизм образования бород нарастания предполагает:

- растворение под давлением;
- перемещение во флюиде (может осуществляться ближний и дальний перенос);
- отложение в местах пониженного давления: раскрытие свободной поверхности по контакту с жестким кристаллом (*синтаксиальный рост*) либо раскрытие происходит у внешней границы каймы (*антитаксиальный рост*).

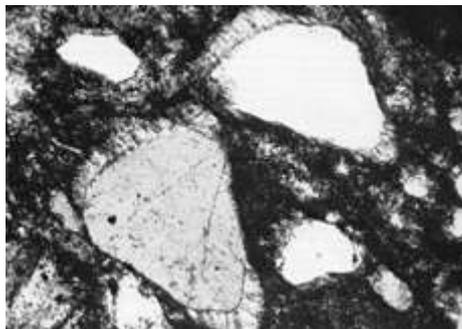


Рис. 11.45. Волокнистые зерна кварца

Рис. 11.46. Волокнистое зерно кальцита

Бороды нарастания часто выступают как индикатор условий деформации.

Соосная деформация

Существует соосная деформация и несоосная деформация. Если соосная деформация, то волокна будут прямыми, вытянутыми вдоль оси растяжения.

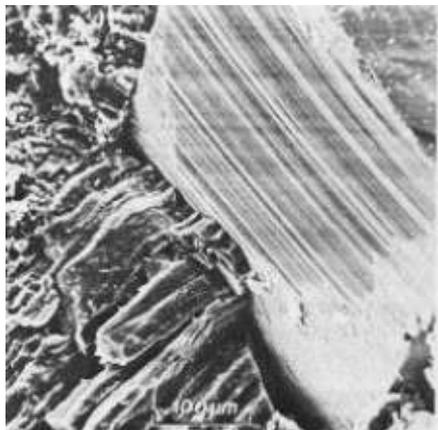


Рис. 11.47. Прямые кварц-хлоритовые волокна, растущие вокруг пиритового включения (SEM-изображение)

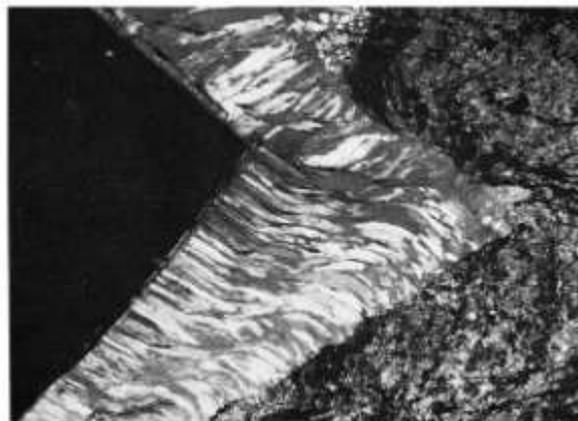


Рис. 11.48. Борода нарастания: волокна кварца на кристалле пирита. Видно геометрическое подобие включению и сутурный шов

На рисунке 11.49 показана схема, где каймы давления заполнены волокнистым кварцем с волокнами, перпендикулярными граням пирита, и хлоритом с листочками, параллельным им, трещина проходит на контакте с пиритом. Волокна в процессе роста остаются параллельными, что говорит о соосности деформации.

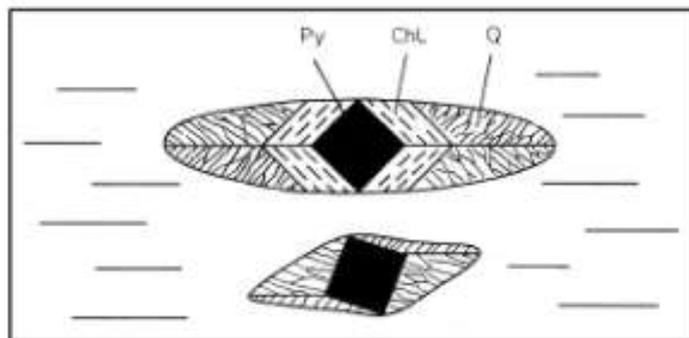


Рис. 11.49. Каймы давления заполнены волокнистым кварцем с волокнами, перпендикулярными граням пирита, и хлоритом с листочками, параллельным им, трещина проходит на контакте с пиритом. Волокна в процессе роста остаются параллельными, что говорит о соосности деформации

Несоосная деформация

По морфологии каймы давления можно определить наличие и направление вращения, а иногда и его величину. Природа кристаллизующихся при этом минералов может оказаться характерной для метаморфизма определенного типа. Следовательно, мы можем определить условия, в которых протекала деформация.

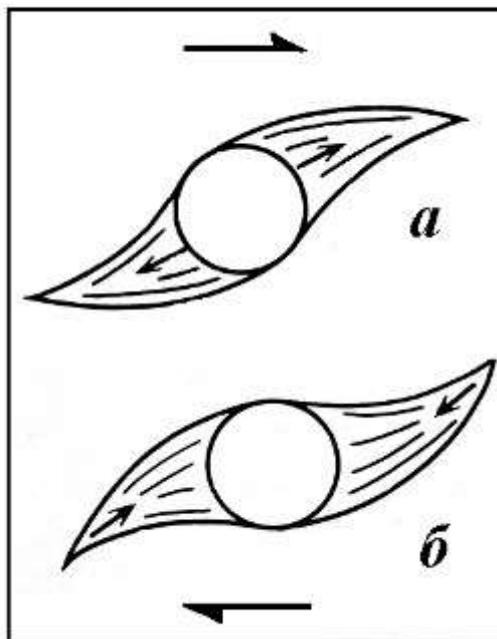


Рис. 11.50. Асимметрия и искривление кайм давления при вращении в ходе прогрессивной деформации сдвига. В каждый данный момент времени новые кристаллы в защищенной зоне растут под углом 45° к направлению сдвига. а – рост кристаллов от поверхности жесткого объекта; б – рост кристаллов от концевых точек кайм давления



Рис. 11.51. Вращение пирита и рост кайм давления (бород нарастания) на нем в зоне правостороннего простого сдвига

Задача

Дано: жесткое включение в зоне левого сдвига

А) Изобразите последовательный рост бород нарастания (рост синтаксиальный)

Б) Изобразите последовательный рост бород нарастания (рост антитаксиальный)

S –образное искривление бород нарастания кварца на жестких зернах пирита в зонах сдвига.

Жесткие включения пирита вращаются вместе с образовавшейся «бородой». При этом новые волокна всегда растут в одном и том же направлении. Все это приводит к искривлению бород нарастания. Поворот может быть как незначительным, так и сильным.



Рис. 11.52. Небольшое вращение включения пирита

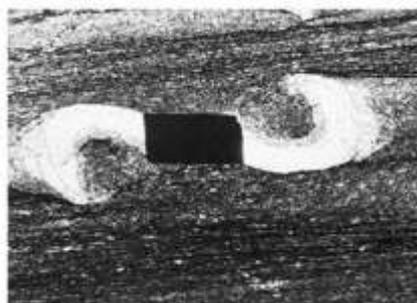


Рис. 11.53. Симметрично изогнутые бороды нарастания кварца на пирите

Фотографии изогнутых волокон в каймах давления – это свидетельство вращения жестких тел во время деформации сдвига и синхронного роста волокон (рис. 11.54, 11.55).

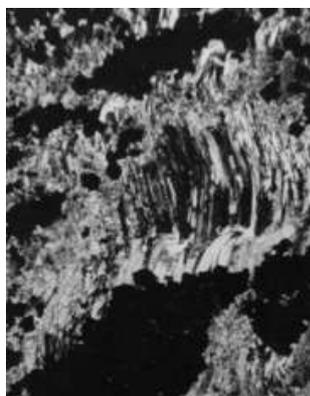


Рис. 11.54. На зернах пирита (черные) образовались бороды нарастания с изогнутыми волокнами кварца

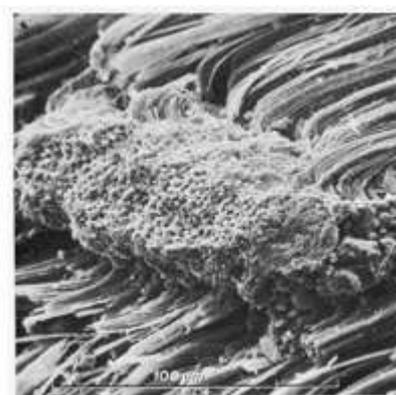


Рис. 11.55. Сигмоидально изогнутые кварцевые волокна, растущие вокруг пирита (SEM-изображение)

Примеры изогнутых бород нарастания (кайм давления) на жестких зернах пирита, как свидетельство сдвиговой деформации показаны на рисунках 11.56, 11.57.



Рис. 11.56. Кварцевые и кальцитовые волокна в кайме давления вокруг зерен



Рис. 11.57. Кварцевые и кальцитовые волокна в кайме давления вокруг зерен

*пирита. Известковистые сланцы. Поле
зрения 20 мм*

*пирита. Известковистые сланцы. Поле
зрения 20 мм*

Структурный парагенез: кливаж и бороды нарастания

Структуры имеют следующие характеристики:

- находятся в одном и том же объеме;
- формируются одновременно;
- совместимы друг с другом;
- одни и те же условия деформации;
- один и тот же механизм (растворение под давлением).

Это структурный парагенез уровня зерен, механической обстановки сжатия, низкотемпературный, деформационно-химический.

При этом один из членов этого парагенеза (бороды нарастания) формируется в обстановке локального растяжения.

Растворение под давлением осуществляется и в более крупных масштабах.

11.6. Структуры уровня агрегатов зерен. Макрокливажные швы

Примеры макрокливажных швов показаны на рисунках 11.58 – 11.61.



Рис. 11.58. Макрокливажные швы



*Рис. 11.59. Макрокливажные швы в
кварцевом песчанике*



*Рис. 11.60. Макрокливажные швы,
Испания, Пиренеи*



*Рис. 11.61. Макрокливажные швы,
Испания, Пиренеи*

Макрокливажные швы под микроскопом выглядят как темные зоны (рис. 11.62, 11.63).



Рис. 11.62. Макрокливажные швы

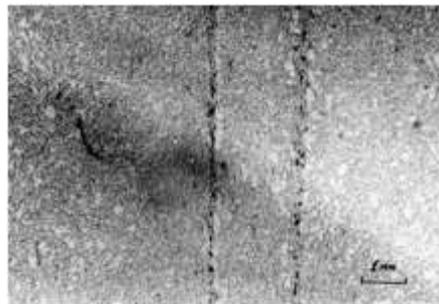


Рис. 11.63. Макрокливажные швы

Макрокливажные швы развиваются по неоднородностям уровня агрегатов зерен, и они приурочены к границам агрегатов более вязких зерен.

Макрокливажные швы могут развиваться в органических ископаемых остатках (рис. 11.65). Хотя фораминиферы и состоят из кальцита, эти организмы менее податливы к деформации.

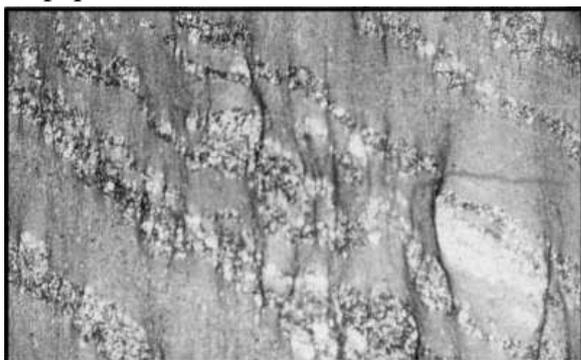


Рис. 11.64. Слойчатость и макрокливажные швы на границах



Рис. 11.65. Макрокливажные швы в фораминиферах

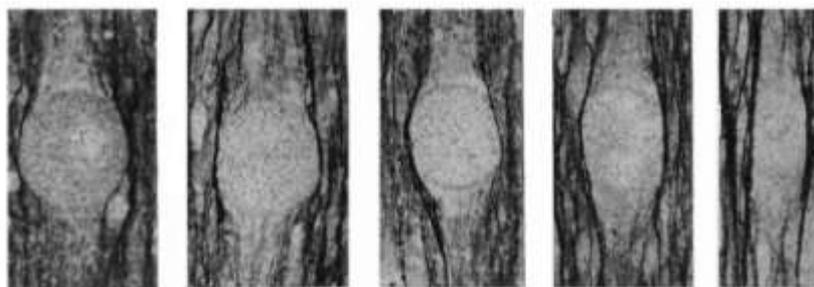


Рис. 11.66. Макрокливажные швы в оолитах

Примеры макрокливажа в природе показаны на изображениях (рис. 11.67 и 11.68).



Рис. 11.67. Макрокливажные швы на границах доломитовых конкреций. Видны также тени давления



Рис. 11.68. Макрокливажные швы приурочены к структурным неоднородностям. Песчаники и глинистые сланцы

Кроме того, швы бывают приурочены также к мелким структурным неоднородностям. На рисунках 11.69, 11.70 показаны смыкающиеся крылья флексур.

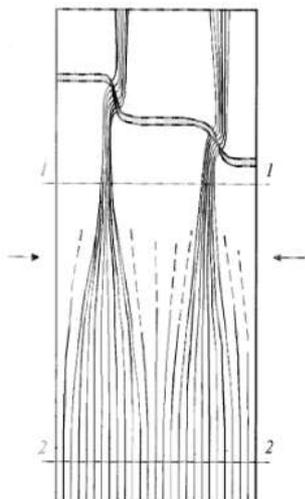


Рис. 11.69. Схематическое изображение макрокливажных структур

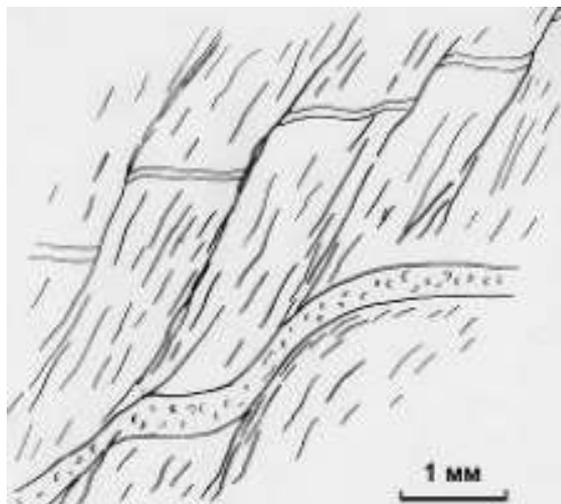


Рис. 11.70. Макрокливажные швы на крыльях флексур с эффектом ложного смещения



Рис. 11.71. Макрокливажные швы в структурных неоднородностях

Макрокливажные швы представляют собой сгущение более мелких кливажных швов (рис. 11.72, 11.73).

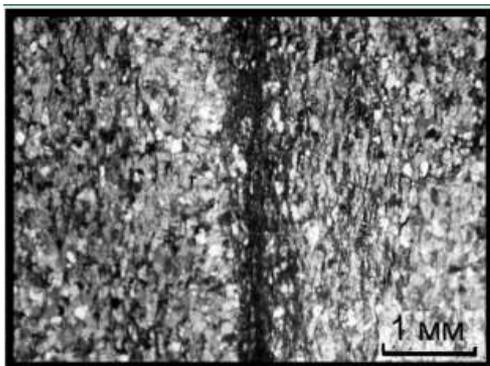


Рис. 11.72. Макрокливажные швы

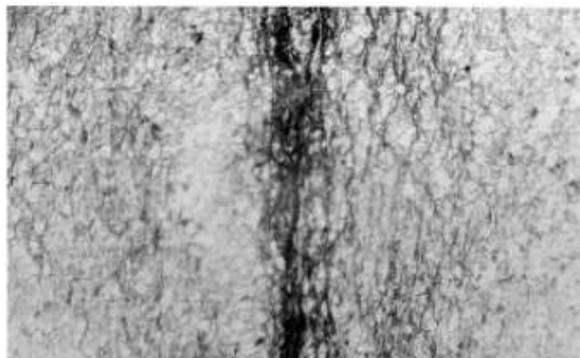


Рис. 11.73. Макрокливажные швы

Механизм формирования макрокливажа такой же, как у кливажа (растворение под давлением), только эта структура связана с более крупными концентраторами напряжений.

Макрокливажные швы являются зонами концентрации деформации, поэтому их развитие может создавать эффект ложных смещений, фиксируемых по разобщению жилок или тонкой слоистости.

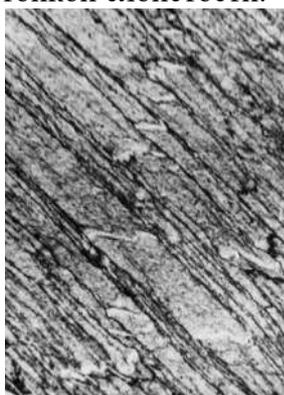


Рис. 11.74. Макрокливажные швы

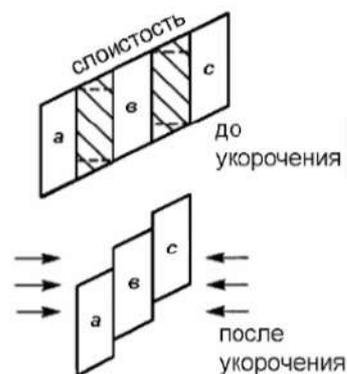


Рис. 11.75. Механизм формирования макрокливажа



Рис. 11.76. Макрокливаж с эффектом ложных смещений в обнажении

Лекция 12. Муллион-структуры. Минеральные жилы. Будинаж

В рамках лекции будут рассмотрены структуры уровня слоя:

- муллион-структуры;
- минеральные жилы;
- будинаж.

12.1. Муллион-структуры

Муллион-структуры бывают совершенно разными. Рассмотрим примеры на рисунках 12.1 и 12.2 и перейдем к теоретической части.

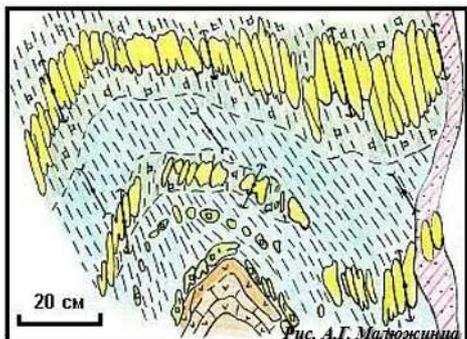


Рис. 12.1. Схематическое изображение муллион-структуры



Рис. 12.2. Муллион-структуры в природе

Муллион-структуры относили к линейным структурам и определяли как грубую гофрировку поверхности компетентных слоев на границах с некомпетентными. Термин происходит от старофранцузского “moine”, обозначающего вертикальные колонны в высоких окнах готической архитектуры.

Внешний вид структур представляет собой выпуклые ребристые поверхности, разделенные узкими острыми зонами, совпадающими с расланцеванием слоев. «Редра» обычно параллельны шарнирам складок. Большинство авторов сходятся во мнении, что эти длинные правильные структуры образовались во время укорочения слоев параллельно слоистости,

Муллион-структуры описаны еще в 1891 году (Hull E., Kinahan G.H., Nolan N., 1891), а название им дал Холмс в 1928 г. Муллион-структуру называли также брусчатой структурой. Она описывалась и как *rodding* (стержневая) структура; прежде последние два термина считались синонимами.



Рис. 12.3. Муллион-структуры в слоях песчаников, чередующихся со сланцами.

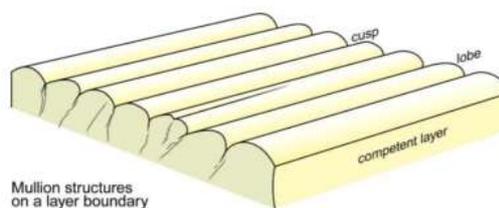


Рис. 12.4. Муллион-структуры. Абстрактная схема

Руемт, Бельгия (after Brühl, 1969 from Urai et al., 2002)

Муллион-структуры близ г. Бастонь (Арденны) в Бельгии выглядят по-разному. Черным на рисунке показаны кварцевые жилы, желтым – песчаники. Обратите внимание на размеры муллионов, наличие вытянутых кварцевых тел между муллионами на продолжении кливажных швов.

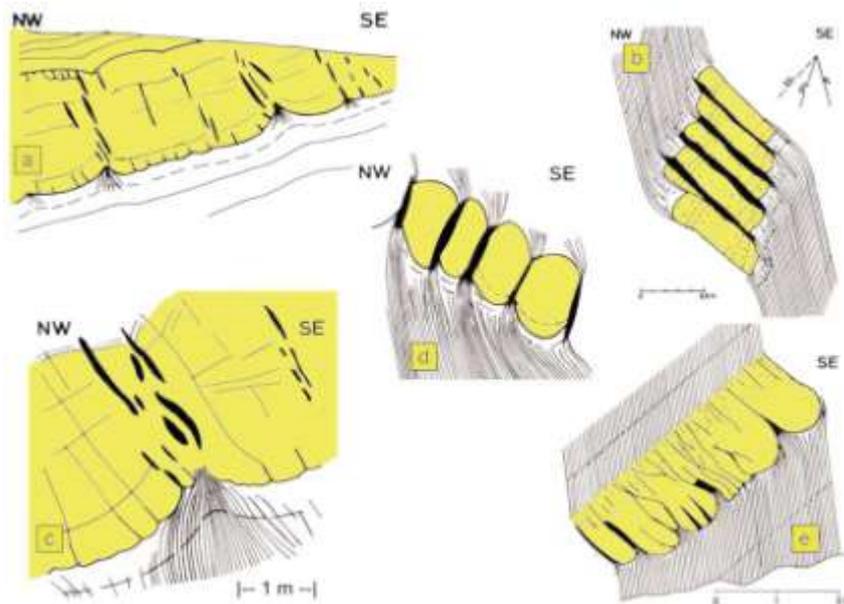


Рис. 12.5. Муллион-структуры близ г. Бастонь, Бельгия. Схематическая зарисовка

Муллион структуры имеют разные размеры, края имеют фестончатую форму либо с обеих стороны, либо с одной стороны.



Рис. 12.6. Муллион-структуры



Рис. 12.7. Муллион-структуры

Итак, муллион-структуры связаны с существованием более крупных неоднородностей, чем зерна. Для объяснения механизма их формирования нужно учитывать: развитие в компетентных слоях песчаников, содержащих обломочные зерна кварца (растворимый минерал), параллельность кливажу и шарнирам складок, сгущение кливажа в сланцах в острых вогнутых частях между линзами муллионов, отложение кварца между линзами. Тем не менее, авторами работы (Urai et al., 2002) это учитывалось

не в полной мере; они считают, что сначала образовалась региональная серия близкорасположенных параллельных жил, а затем при горизонтальном укорочении песчаник между жилами деформировался больше, чем сама (более компетентная) жила

Муллион-структуры развиваются также в переслаиваниях известняков и сланцев и были изучены исследователями Лаборатории тектонфизики МГУ в Таласском хребте Северного Тянь-Шаня.

Муллион-структуры – это поперечные линзы в слоях карбонатного или существенно кварцевого состава, разделенные темными швами.



Рис. 12.8. Муллион-структуры в переслаиваниях известняков и сланцев. Таласский хр., Северный Тянь-Шань



Рис. 12.9. Муллион-структуры в переслаиваниях известняков и сланцев. Таласский хр., Северный Тянь-Шань

Морфология муллион-структур

Эти структуры могут иметь самую разную форму, могут быть правильными или неправильными.



Рис. 12.10. Правильные МС. Поперечные линзы имеют примерно одинаковые размеры и форму



Рис. 12.11. Неправильные МС. Линзы имеют неправильную форму и различаются по размеру

Правильные муллион-структуры имеют одинаковые размеры и форму. Ребристость иногда видна в известняковых муллионах, а иногда – нет. Неправильные муллион

структуры развиты в слоях с сингенетическими нарушениями. В карбонатных турбидитах наблюдаются такие нарушения.

Муллион структуры могут быть зрелыми и незрелыми.



Рис. 12.12. Зрелые МС. Хорошо развитые муллион-структуры, в которых линзы разделены сквозными швами, а слой распадается на отдельные фрагменты. Известняки и сланцы. Таласский хр.

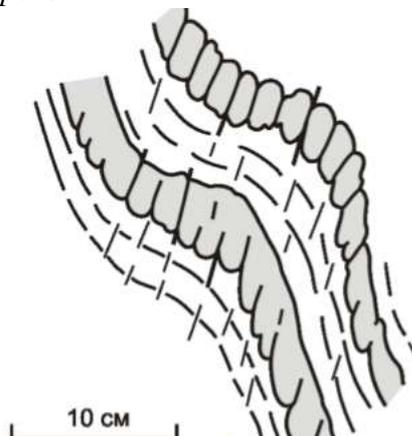


Рис. 12.13. Незрелые МС. Бластопесчаники и сланцы. Хр. Султан-Уиздаг. Рис. Н.С. Фроловой

Между линзами муллион-структур присутствуют швы. Поперечные линзы разделяются этими швами, которые напоминают кливажные швы, но гораздо крупнее. Швы не только разделяют вязкие слои на линзы, но и пронизывают вмещающие сланцы.



Рис. 12.14. Швы между линзами муллион-структур



Рис. 12.15. Швы между линзами муллион-структур

Швы сложены химически инертными компонентами исходного слоя. Швы имеют темный цвет, так как обогащены нерастворимыми компонентами, такими, как рудное, органическое вещество, слюды и т.п. Светлых растворимых минералов – кварца и кальцита – напротив, гораздо меньше, чем в окружающей породе.

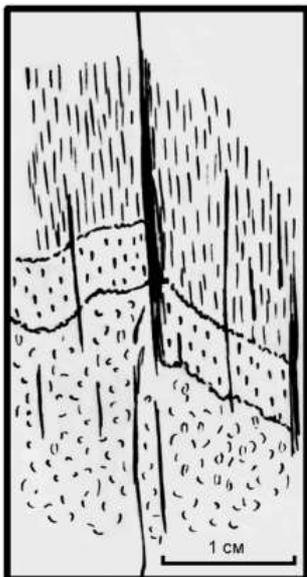


Рис. 12.16.
Схематическая зарисовка
шва муллион структур

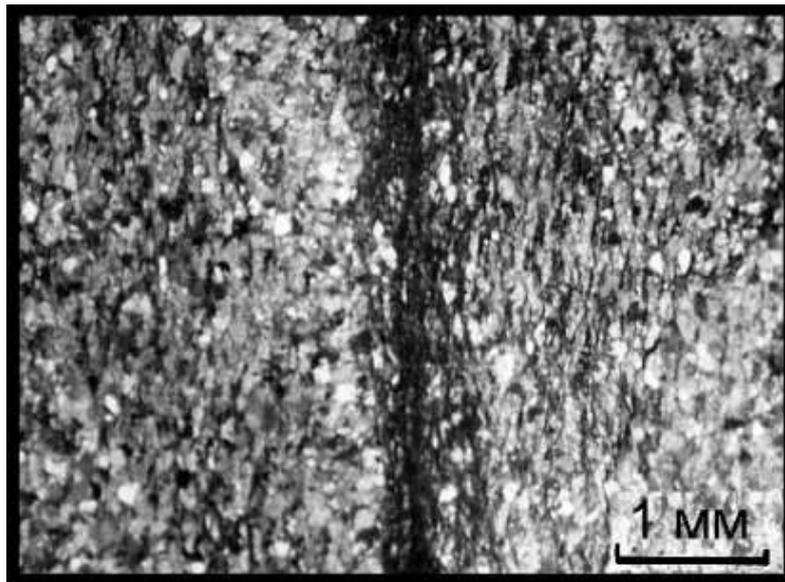


Рис. 12.17. Зоны сгущения кливажа

Швы муллион-структур приурочены обычно к границам вещественных неоднородностей. На рисунках 12.18 и 12.19 показаны не муллион-структуры. Однако эти изображения хорошо показывают, что внутри слоя присутствуют неоднородности. В глубоководных осадках такие известняки не образуются.

На прошлых лекциях были показаны стилолитовые швы, приуроченные к неоднородностям. Здесь аналогичная картина.

На рисунке справа (рис. 12.19) показаны сингенетические нарушения и приуроченные к ним швы.

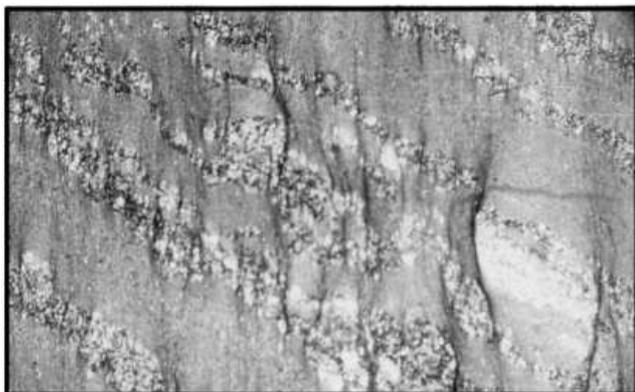


Рис. 12.18. Швы развиваются на границах концентрации более вязких зерен

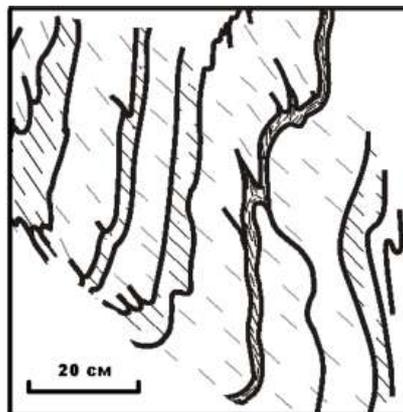


Рис. 12.19. Швы используют сингенетические нарушения слоистости

Реже муллионные швы связаны со структурными неоднородностями. На рисунке 12.21 в слое присутствуют мелкие складки и швы идут по замкам складок.



Рис. 12.20. Муллион-структуры в складках



Рис. 12.21. Швы, приуроченные к замкам мелких складочек

Муллион-структуры в складках

Муллион-структуры расположены и ориентированы в складках так же, как кливаж. Поскольку муллион-структуры развиты в вязких слоях, то они образуют прямой веер, а в сжатых складках субпараллельны их осевым поверхностям.



Рис. 12.22. МС развиты в замках и на крыльях складок (Таласский хр. Северный Тянь-Шань)

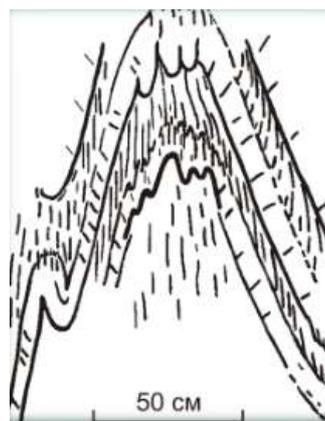


Рис. 12.23. Незрелые МС развиты только в замке складки. Хр. Султан-Уиздаг

Механизм образования муллион-структур

Анализ фактического материала показывает:

- Образование муллион-структур связано с неоднородностью геологической среды на уровне отдельных слоев.
- На границах вещественных или структурных неоднородностей концентрируется деформация укорочения.

- Механизмом деформации, так же, как и в случае кливажа, является растворение под давлением

Растворение

На участках концентрации деформации происходит растворение под давлением подвижных минералов и их вынос с помощью флюида.

Процесс начинается с образования кливажа, а затем кливажные швы, сгущаясь и сливаясь, формируют муллионный шов.

Швы развиваются и постепенно разделяют вязкие слои на линзы, ориентированные поперек слоев.

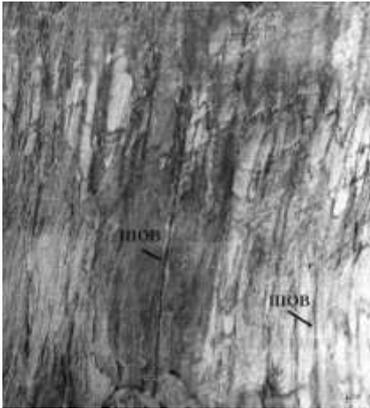


Рис. 12.24. Муллионный шов

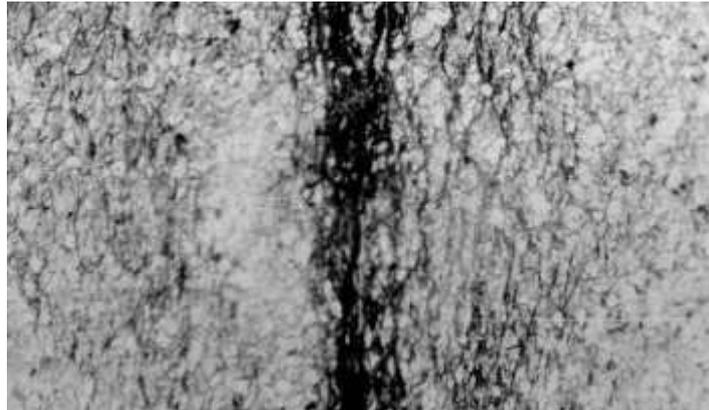


Рис. 12.25. Швы, постепенно разделяющие вязкие слои на линзы, ориентированные поперек слоев

В начале процесса в швах сохраняются реликты слоистости, которые постепенно утрачиваются (доказательство предложенного механизма растворения под давлением).

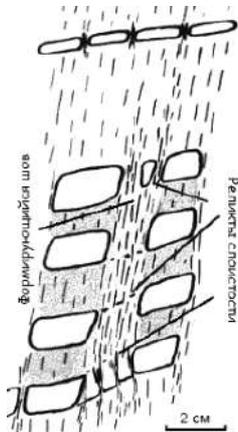


Рис. 12.26. Схематическое изображение обнажения и многоэтажных муллион-структур



Рис. 12.27. Муллион-структуры, образованные растворением под давлением

В швах концентрируется деформация укорочения. Это приводит к эффекту «ложных смещений» вдоль линз. На самом деле никаких смещений вдоль муллионных швов не происходит – сближаются лишь «стенки» швов.



Рис. 12.26. Эффект ложных смещений вдоль линз

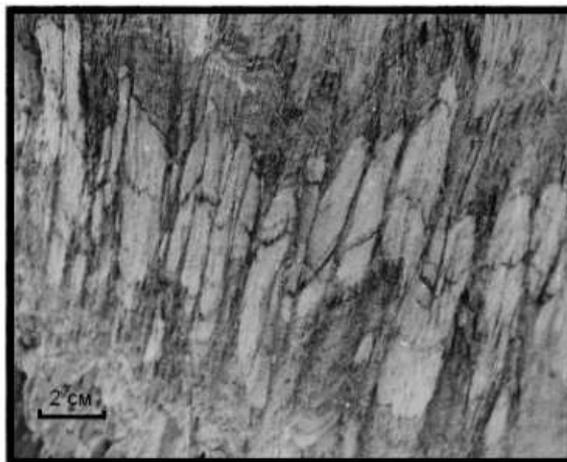


Рис. 12.27. Сближение стенок швов

Переотложение

Растворенный материал выносится из швов и кристаллизуется на участках с пониженным давлением.

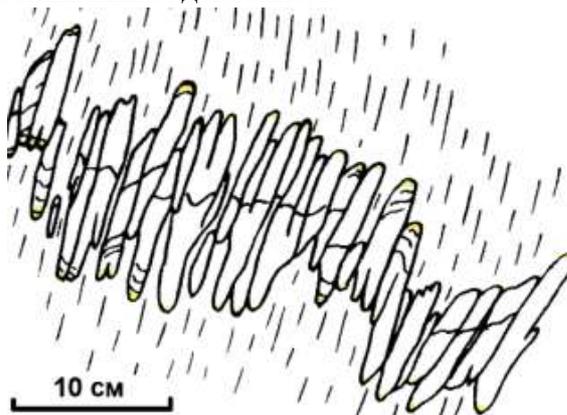


Рис. 12.28. Ближний перенос: кристаллизация в тенях давления – в торцах линз

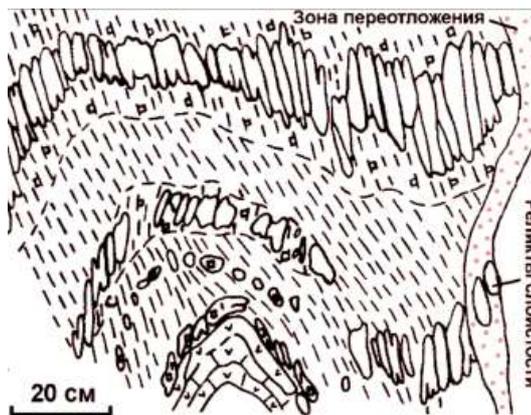


Рис. 12.29. Дальний перенос: образование жил и новообразованных тел во вмещающих породах

Выводы

Муллион-структуры формируются, в принципе, также, как кливаж зернистых пород, но это более крупные и сложные образования, связанные с наличием неоднородностей уровня отдельных слоев.

На первом этапе складкообразования перпендикулярно оси максимального укорочения закладываются швы муллион-структур, приуроченные к границам неоднородностей. Здесь происходит концентрация деформации укорочения

Механизмом деформации является растворение под давлением. На следующем, собственно складчатом этапе, вдоль этих швов могут происходить смещения, аналогичные смещениям вдоль поверхностей кливажа.

12.2. Минеральные жилы

Минеральные жилы бывают очень разными и могут образовываться в любых условиях.

Минеральные жилы – это заполненные минеральным веществом (отличным от окружающего) трещины в горных породах.

Они чаще всего представляют собой зоны отложения вещества, растворенного в процессе компрессионной ползучести.



Рис. 12.30. Минеральные жилы

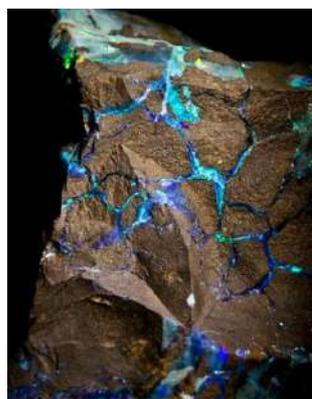


Рис. 12.31. Минеральные жилы

Примеры разнообразных минеральных жил показаны на рисунках 12.30-12.33. Минеральные жилы на рисунке 12.33 образовались в результате заполнения трещин отрыва.



Рис. 12.32. Минеральные жилы



Рис. 12.33. Минеральные жилы

Минеральные жилы на рисунках 12.34 и 12.35 были образованы в сдвиговой зоне.

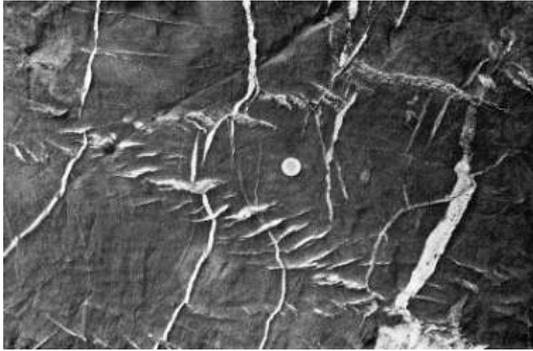


Рис. 12.34. Минеральные жилы



Рис. 12.35. Минеральные жилы

Классификация минеральных жил по внешней морфологии:

- плоскостные (планарные и изогнутые);
- неплоскостные;
- сквозные;
- несквозные;
- с выдержанной мощностью;
- с меняющейся мощностью.

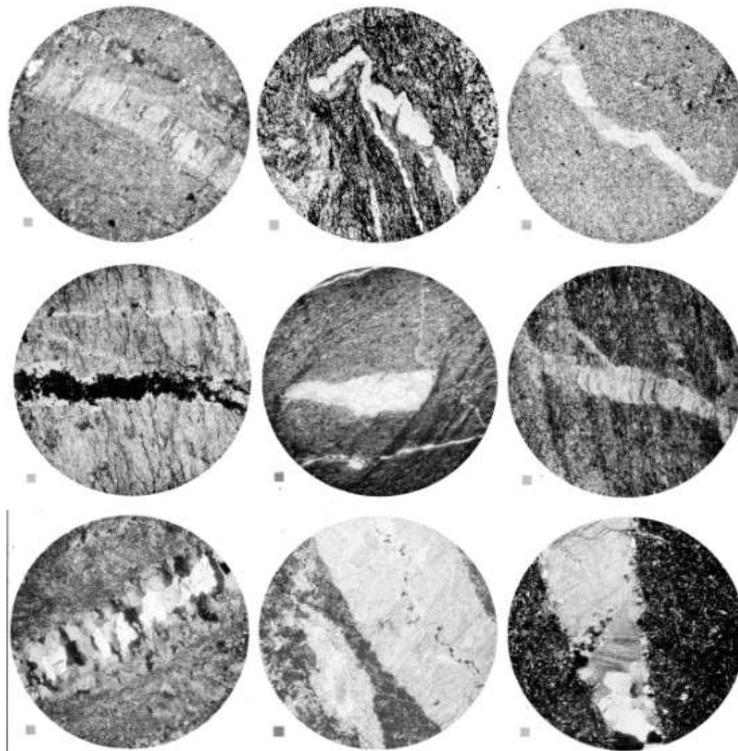


Рис. 12.36. Классификация минеральных жил

Различные типы жил по внутренней морфологии:

- волокнистые (с прямыми или изогнутыми волокнами);
- неволокнистые;
- с сутурным швом;
- без сутурного шва.

Минералами жил могут служить кварц, кальцит, хлорит, полевой шпат, эпидот. Состав жил определяется геохимической специализацией флюида и минералы служат индикаторами рТ условий.

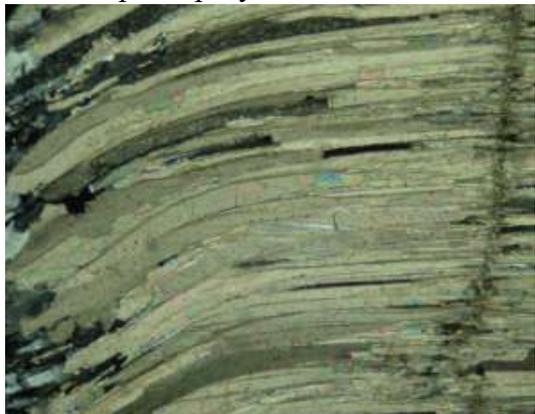


Рис. 12.37. Минеральные жилы кальция

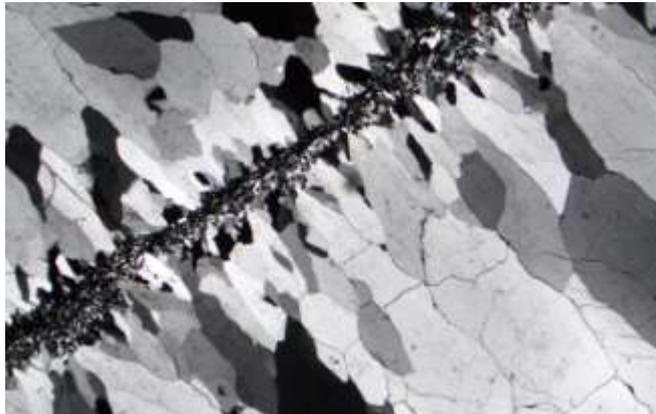


Рис. 12.38. Минеральные жилы кварца

Жилы зарождаются в зонах пониженных напряжений (зоны предразрушения и разрушения). Дырки в этих местах не образуются. Полости являются потенциальными и с понижением давления туда устремляется флюид, который всегда движется от областей с повышенным давлением в области пониженного давления. В этот момент равновесие смещается и начинается процесс отложения.

Часто геологи могут определить, с какими структурными неоднородностями связан этот процесс.



Рис. 12.39. Схема зарождения жилы и стадия роста

Рассмотрим примеры:

- при будинаже (рис. 12.42);
- в зонах транстенсии (рис. 12.42);
- в складках (рис. 12.41) и др.



Рис. 12.40. Минеральные жилы в трещинах отрыва

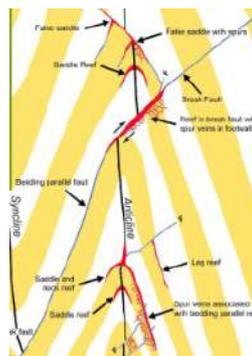


Рис. 12.41. Седловидные жилы в складках

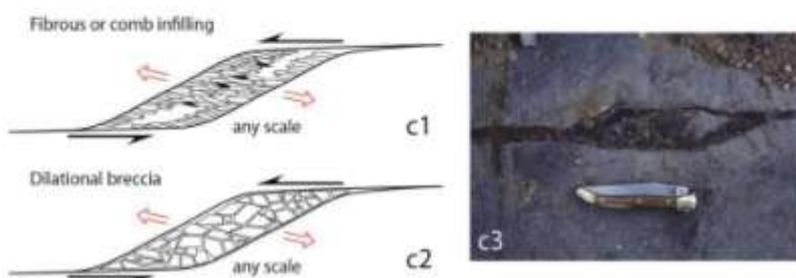


Рис. 12.42. Минеральные жилы в зонах будинажа; в зонах трансенсии

Рассмотрим минеральные жилы в макромасштабе. Растворенное вещество откладывается в потенциальных пустотах. Примеры:

- межслоевые полости в замках складок;
- трещины отрыва, образующиеся при изгибе и сдвиге.

Минеральные жилы, образованные в замке концентрической складки, сформировались в момент изгиба плоского тела: во внешней части была деформация растяжения, а во внутренней части – деформация сжатия. Часто в таких структурах видны клиновидные жилы (рис. 12.43). Все эти структуры приурочены к зонам декомпрессии.

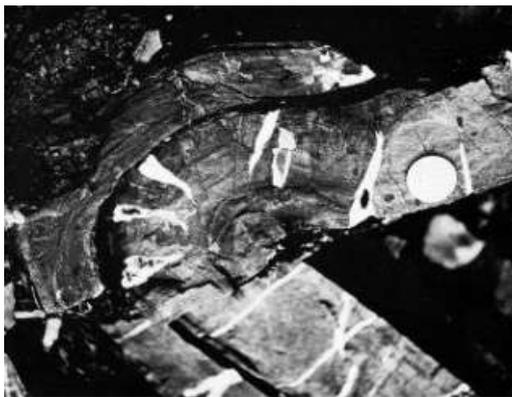


Рис. 12.43. Минеральные жилы в замке концентрической складки

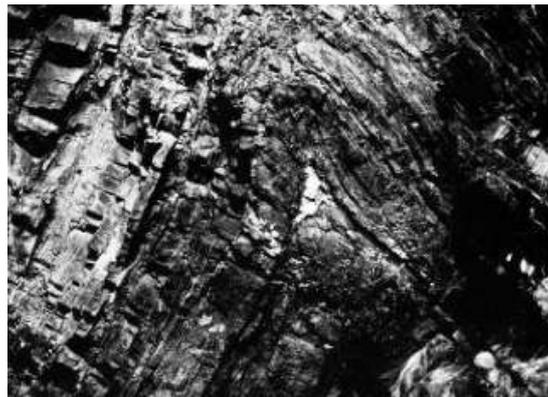


Рис. 12.44. Минеральные жилы в зоне декомпрессии

Волокнистые жилы:

- а) указывают на ориентировку удлинения
- б) могут расти от поверхности раздела волокон и флюида (антитаксиальные), либо на одной или более поверхностях трещин (синтаксиальные).
- в) в сколовых трещинах минералы ориентированы под очень острым углом к стенкам, образуя «зеркала скольжения»;
- г) жилы с вытянутыми зернами образуются за счет раздвигания стенок трещин и постепенного нарастания кристаллов;
- д) изогнутые волокнистые жилы указывают на сдвиговую составляющую деформации;
- е) при отжиге (для кварца это нагрев до 300-350°) происходит рекристаллизация и потеря информации.



Рис. 12.45. Волокнистые жилы



Рис. 12.46. Волокнистые жилы

Волокнистые жилы в зеркалах скольжения

Такие структуры часто изучаются студентами на геологической практике в Крыму. На рисунке 12.48 показано схематическое изображение показывает расположение линейности по волокнам, относительно плоскости разрыва.

Геологи часто моделируют зеркала скольжения. На рисунке 12.47 представлен эксперимент: искусственная кальцитовая трещина. Во время эксперимента производился сдвиг.

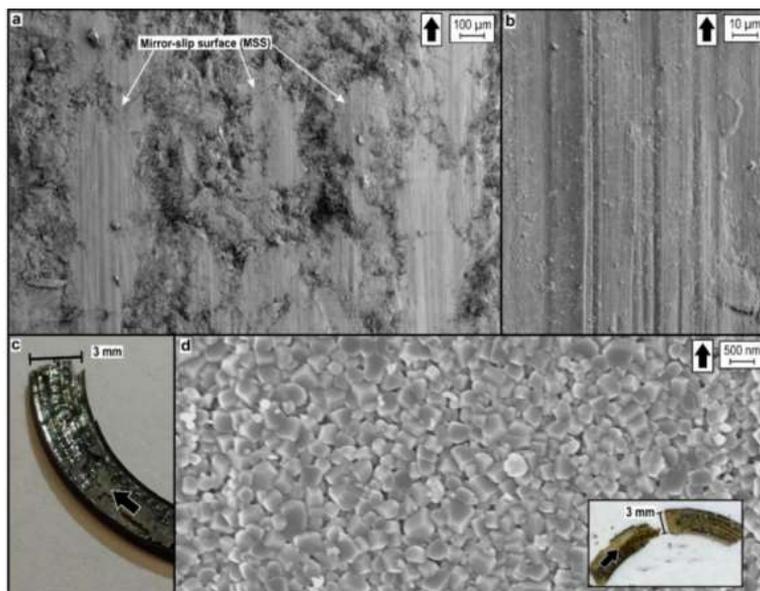


Рис. 12.47. Зоны сдвига с зеркалами скольжения, сформировавшимися в искусственной кальцитовый трещине, сдвигаемой в условиях эксперимента

Волокнистые жилы

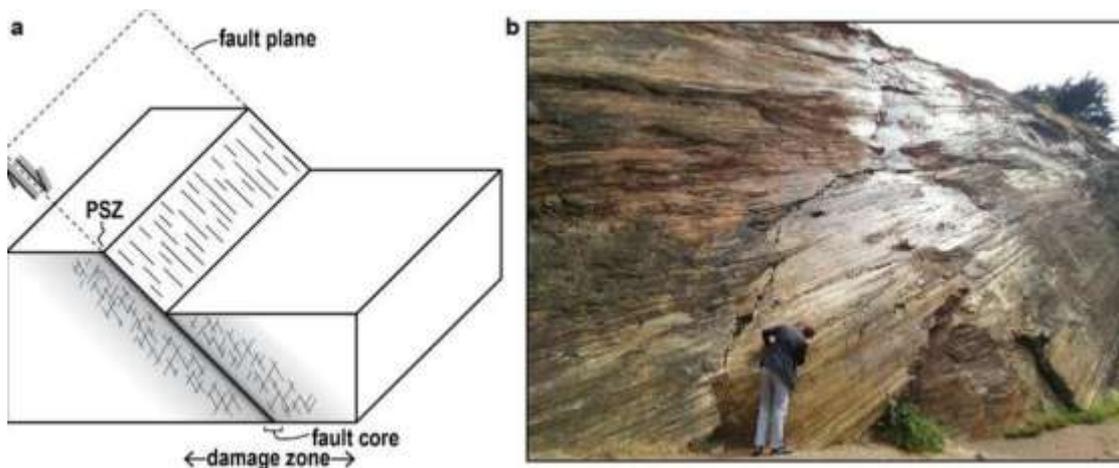


Рис. 12.48. Зоны сдвига с зеркалами скольжения, сформировавшимися в искусственной кальцитовый трещине, сдвигаемой в условиях эксперимента

В сколовых трещинах минералы ориентированы под очень острым углом к стенкам, образуя «зеркала скольжения»; жилы с вытянутыми зернами образуются за счет раздвигания стенок трещин и постепенного нарастания кристаллов.

Сдвиговые трещины никогда не образуются как единая поверхность. Они всегда образуются путем объединения мелких трещин. Их поверхность неровная. Таким образом, происходит сближение по неровной поверхности. В результате начинается рост волокнистых кристаллов. Схема формирования показана на рисунке 12.49.

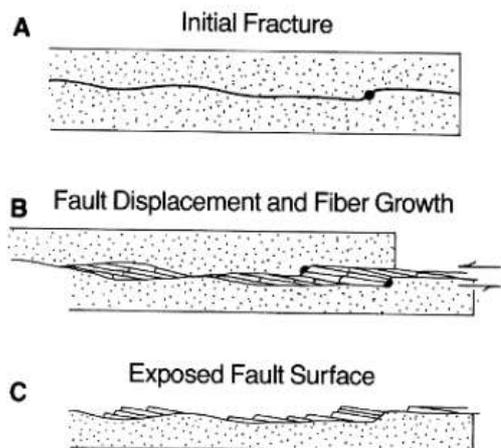


Рис. 12.49. Формирование зеркал скольжения (по Дж. Дэвису)



Рис. 12.50. Крупное зеркало скольжения.
Фото А.В. Муровской

Волокнистые жилы в зонах сдвига

По волокнистым жилам можно восстановить локальную ориентировку оси растяжения и изменение ее положения в процессе деформации, величину деформации удлинения, а также смену геохимической специализации флюида.

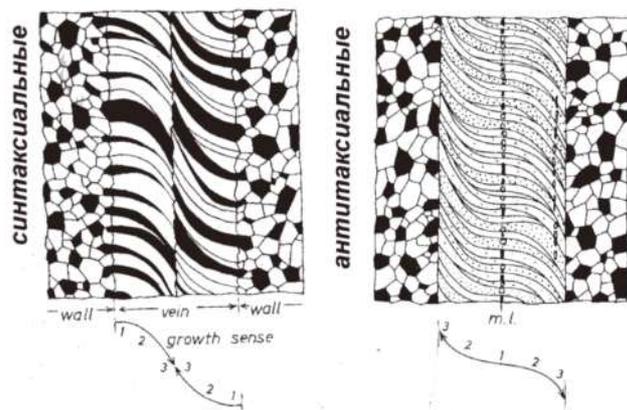


Рис. 12.51. Различные варианты роста волокон при раскрытии трещины

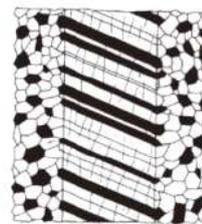


Рис. 12.52. Волокнистые жилы в зонах сдвига с вытянутыми кристаллами

Рассмотрим схемы, показывающие антиаксиальный и синтаксиальный рост волокнистых кристаллов в зоне сдвига (рис. 12.53 – 12.55).

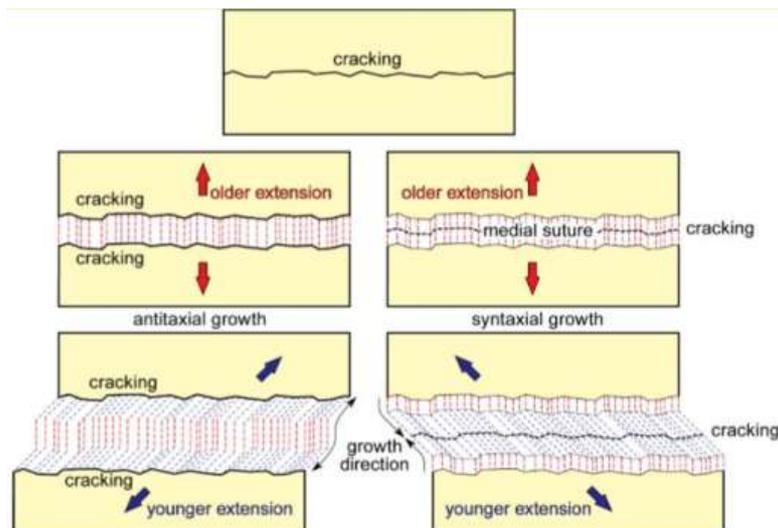


Рис. 12.53. Схема роста волокнистых кристаллов в зоне сдвига

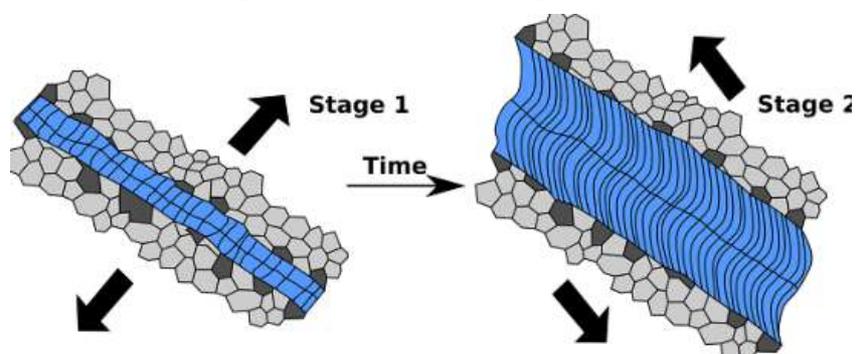


Рис. 12.54. Антитаксиальный волокнистых кристаллов в зоне сдвига

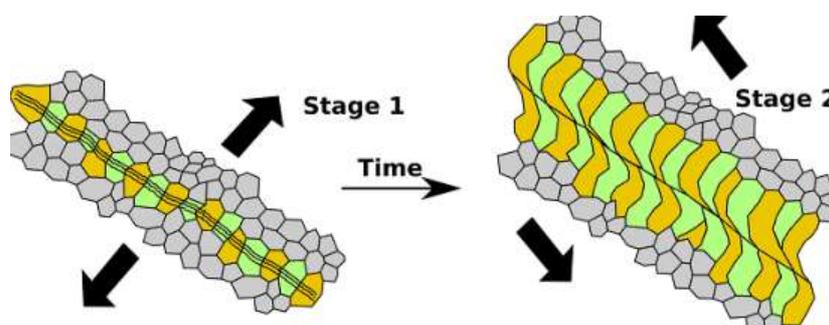


Рис. 12.55. Синтаксиальный волокнистых кристаллов в зоне сдвига

Жилы часто встречаются в парагенезе с кливажем, макрокливажными швами, муллион-структурами.

В кладках иногда формируется особый тип жил – седловидные жилы.



Рис. 12.56. Минеральные жилы



Рис. 12.57. Седловидные жилы

Лестничные жилы в зонах сдвига

В зонах сдвига жилы располагаются кулисообразно. Это служит индикатором таких зон и позволяет установить направление смещения.

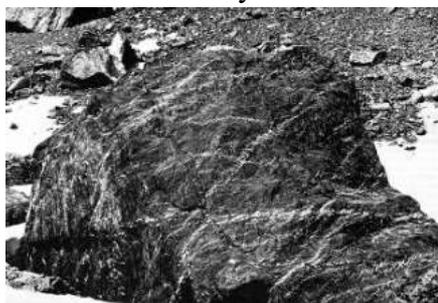


Рис. 12.58. Лестничные жилы в зонах сдвига

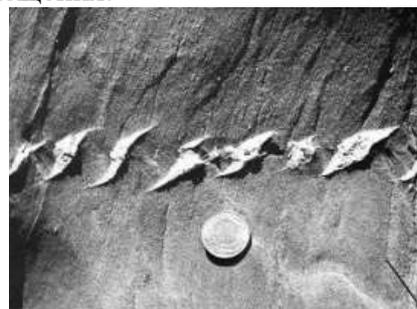


Рис. 12.59. Лестничные жилы в зонах сдвига



Рис. 12.60. Лестничные жилы в зонах сдвига

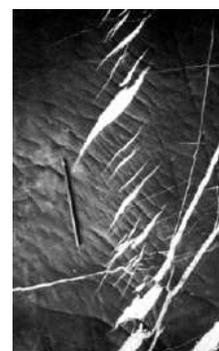


Рис. 12.61. Лестничные жилы в зонах сдвига

Схема формирования S-образных жил в зоне сдвига

Жилы образуются под углом 45° в зоне сдвига. Образовавшиеся трещины повернулись, на концах жила удлиняется.

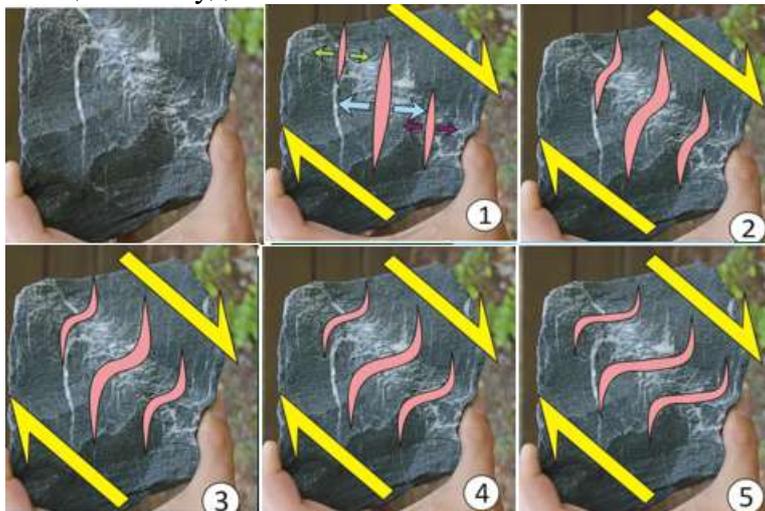


Рис. 12.62. Схема формирования S-образных жил в зоне сдвига

Задача

Дано: зона левого сдвига

Изобразить последовательный рост и изменение конфигурации S-образных кварцевых жил, формирующихся при раскрытии трещин отрыва

Деформационно-химические парагенезы

Структурные парагенезы можно выделять по механизмам деформации. Одним из таких механизмов является растворение под давлением или компрессионная ползучесть (иногда ее также называют мокрой ползучестью)

Этот механизм проявляется при весьма низких скоростях деформирования и наличии в породах флюида

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.

Комплексы парагенетически связанных структур растворения и структур переотложения растворенного вещества названы *деформационно-химическими парагенезами* (Гончаров, Талицкий Фролова, 2005)

Структурами растворения являются кливажные, макрокливажные, муллионные швы. Парагенетически связанные с ними структуры переотложения растворенного вещества имеют значительное масштабное и морфологическое разнообразие.

К деформационно-химическим парагенезам относятся закономерные сочетания стилолитовых швов и минерализованных трещин растяжения (трещин отрыва), 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 межбужинных пространств, "седловидными жилами" в замках складок и т.п. (структуры переотложения растворенного вещества).

12.3. Будинаж и разлинзование

Будинаж – это деформационный процесс в механической обстановке растяжения, приводящий к разобщению плоских тел на фрагменты, длинная сторона которых параллельна простиранию тела.

Фрагментации подвергаются очень вязкие тела, находящиеся среди маловязких. Последние испытывают вязкое течение.

Сами тела называются будинами (от французского слова «колбаса»). Впервые этот термин был использован в 1908 году Максом Лоэстом.

Различные типы горных пород характеризуются различной вязкостью и прочностью при деформации, на которую существенно влияют температура, Давление, присутствие воды и давление флюида.

Стиль будинажа также может сильно различаться. Например, будины, показанные в нижней части рисунка, имеют форму линз и в отечественной литературе так и называются (для процесса их формирования употребляют термин разлинзование).

В англоязычной литературе они имеют наименование *Pinch-and-swell structures*.

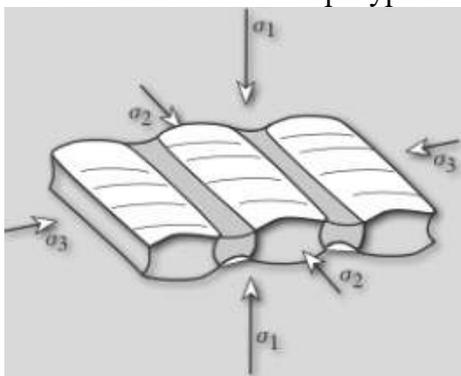


Рис. 12.63. Ориентировка главных осей напряжений при будинаже

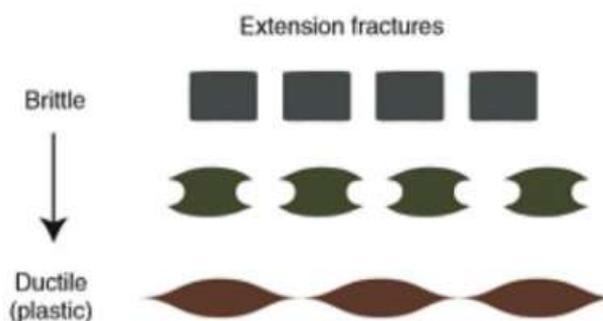


Рис. 12.64. *Pinch-and-swell structures*

Различная форма будин показана на рисунках 12.65, 12.66.



Рис. 12.65. Будины



Рис. 12.66. Будины

Будинаж и муллион-структуры

Будинаж и муллион-структуры не всегда различали. В настоящее время будинаж и муллион-структуры считают близкими структурами. Это произошло, так как геологам сложно было понять природу муллион-структур.



Рис. 12.67. Муллион-структуры в турбидитах

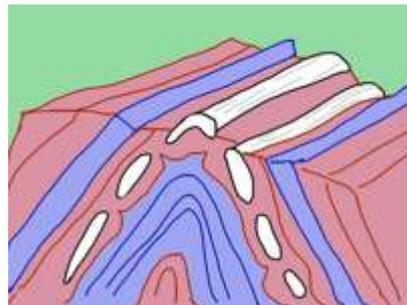


Рис. 12.68. Поперечные будины

Асимметричный будинаж

Будинаж может быть симметричным или асимметричным. В последнем случае будинаж может быть индикатором несоосной деформации.



Рис. 12.69. Асимметричный будинаж



Рис. 12.70. Асимметричный будинаж

Будинаж на микроуровне

Будинаж является очень важной структурой при изучении горных пород в полевых условиях. Она дает нам важную информацию о деформации, прочности и вязкости горных пород, условиях давления и температуры и наличия сдвиговой деформации.

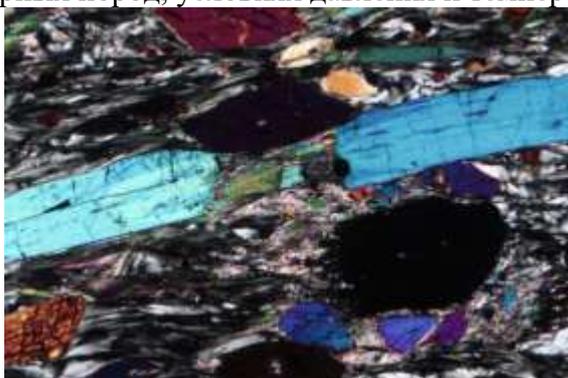


Рис. 12.71. Будинированный кристалл амфиболита. Поле зрения 2 мм



Рис. 12.72. Будинированный кристалл алланита. Поле зрения 7 мм

Лекция 13. Складки

13.1. Образование складок

Горно-складчатые области состоят из множества складок – изгибов слоев.

Складки песчаников на северном склоне Таласского хребта в Тянь-Шане являются характерным примером (рис. 13.1).

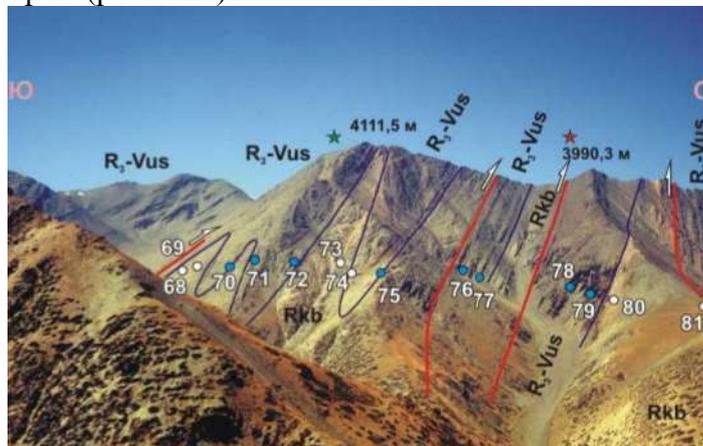


Рис. 13.1. Складки песчаников. Северный склон Таласского хребта, Тянь-Шань
В формировании горно-складчатых областей есть много общего.



Рис. 13.2. Складки



Рис. 13.3. Складки



Рис. 13.4. Складки



Рис. 13.5. Складки

Образование складок

Образование и развитие складок – сложный процесс. Изучить его особенности помогает моделирование – математическое и физическое. Сложно-сдвиговые зоны, рифтовые зоны и сложно-построенные надвиговые зоны непросты и для моделирования.

Складки одиночного слоя моделируют давно (рис. 13.6 – 13.9).



Рис. 13.6. Моделирование складки. Этап 1

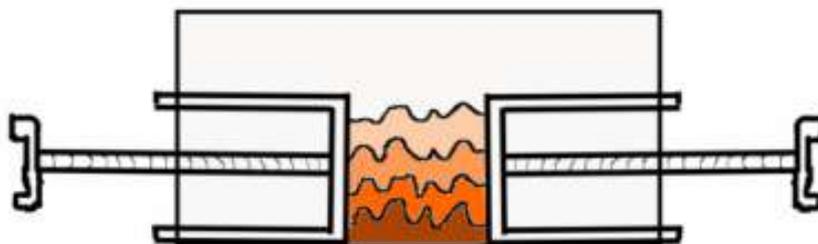


Рис. 13.7. Моделирование складки. Этап 2

Такие эксперименты по моделированию проводились и в лаборатории геотектоники и тектонофизики МГУ (рис. 13.8, 13.9).



Рис. 13.8. Моделирование складки. Этап 1

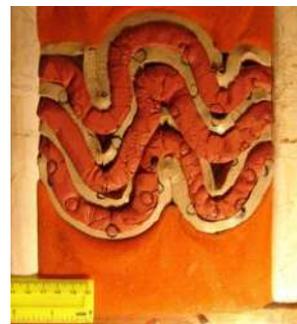


Рис. 13.9. Моделирование складки.
Этап 2

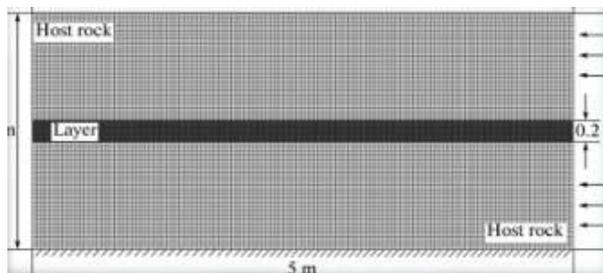


Рис. 13.10. Моделирование складки. Этап 1

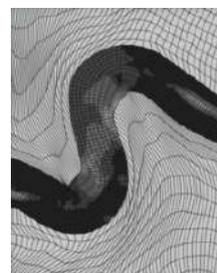


Рис. 13.11. Моделирование складки.
Этап 2

Структурный уровень слоев и пачек слоев

Слой состоит из зерен, что имеет большое значение для деформации. При складкообразовании внутри слоя происходит множество процессов.

Слои объединяются в пачки, которые, в свою очередь, объединяются в толщи. В толщах могут быть различные типы чередований. Поэтому при складкообразовании огромное значение имеют свойства этого слоя. Важно существование поверхностей пониженной прочности и наличие контраста вязкости слоев. Однако вязкость в горных породах измерить нельзя. Именно поэтому геологи часто используют понятие относительного контраста вязкости, который можно определить косвенными методами. Этот контраст вязкостей имеет определяющее значение.

Часто вместо термина «вязкость» употребляют термин «компетентность». В рамках этого термина понимают, что некомпетентные слои более мягкие и приспособляющиеся к деформации, а компетентные слои более жесткие.

Контраст вязкости имеет большое значение. Так, глины – это маловязкие породы, тонкозернистые песчаники – более вязкие, известняки – самые вязкие породы.

Вязкость слоев зависит от термодинамических условий. При увеличении метаморфизма соотношение вязкости может меняться. В тех обстановках, например, в центральных частях складчатых сооружений, где повышается метаморфизм, известняки становятся более текучими, чем сланцы.

На рисунке 13.12 показана толща, напоминающая флиш Таврической серии. В таких толщах образовано множество складок. Складки образуются в соответствии со строением этой толщи.

На рисунке 13.13 показаны турбидиты (цикл Боума).



Рис. 13.12. Флиш Таврической серии

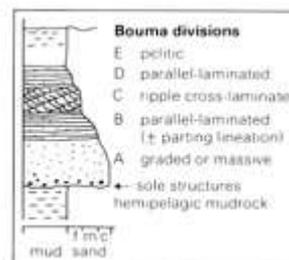


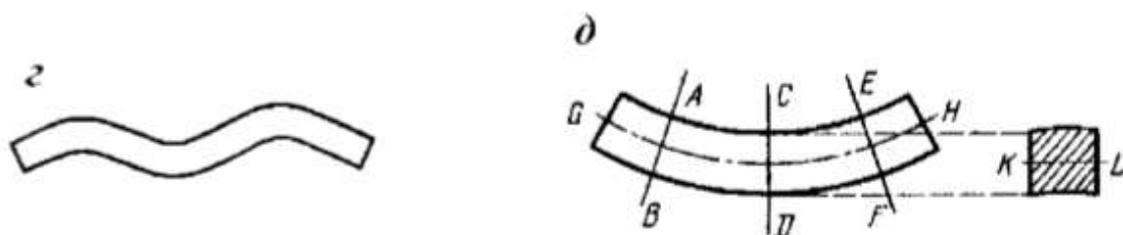
Рис. 13.13. Турбидиты

Механизм образования складок

Механизм формирования складок – это изгиб. Часто употребляют термин «складки течения». Течение – это медленная необратимая деформация ниже предела прочности. Такая деформация происходит всегда, потому что складки – это не хрупкая деформация. Они образуются в течение миллионов лет.

Изгиб – изменение параллельных поверхностей в кривые. Иногда изгиб представляет собой трехмерную деформацию – это чередование изгибов с выпуклостями и вогнутостями в разные стороны.

Изгиб – это неоднородная деформация. Все плоские тела сопротивляются изгибу, что зависит от толщины материала и материала, из которого сделано тело.



Основа складчатой деформации - серия чередующихся изгибов с выпуклостями в разные стороны, образуемые плоским телом

Изгиб - неоднородная деформация. Нормали к оси бруска остаются нормальными, но становятся непараллельными. ГН - нейтральная линия

Рис. 13.14. Определение изгиба (а, б). Отличия природных складок от изогнутой пластины (з). Особенности изгиба: Расстояния между нормальными к бруску на одной стороне этого бруска становятся длиннее, а на другой – короче. Есть некоторая поверхность, вдоль которой расстояния после деформации остаются неизменными (д)

Поперечные и продольные изгибы

Существуют поперечные и продольные изгибы. Поперечный и продольный изгибы различаются по способу приложения сил (вдоль или поперек длинных осей изгибающихся тел).

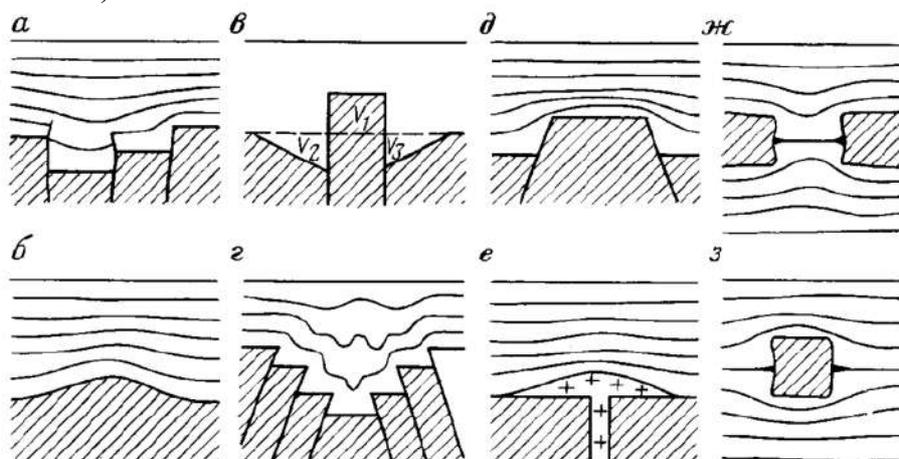


Рис. 13.15. Складки поперечного воздействия (штамповые)

Поперечный изгиб

Складки, образованные в результате будинажа или опускания – это поперечные изгибы. Толщи не испытывают продольного укорочения.

Продольный изгиб (в условиях упругой деформации)

Для продольного изгиба характерны:

- неустойчивость формы;
- выход удлиненных тел из неустойчивого равновесия в результате действия сжимающих сил, направленных вдоль их длинной оси, называется продольным изгибом;
- понятие о потере устойчивости;
- критическая сила и ее зависимость от свойств материала и параметров тела;
- различие устойчивого и неустойчивого равновесия.

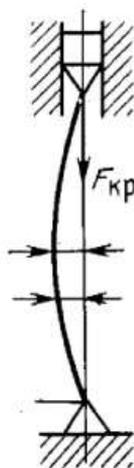


Рис. 13.16. Выход тела из состояния неустойчивого равновесия в результате действия сжимающих сил вдоль длинной оси. $F_{кр}$ – критическая сила

Условия осуществления изгиба:

- среда должна состоять из удлиненных или пластообразных тел;
- концы удлиненного тела должны сближаться;
- способы сближения могут быть различными.

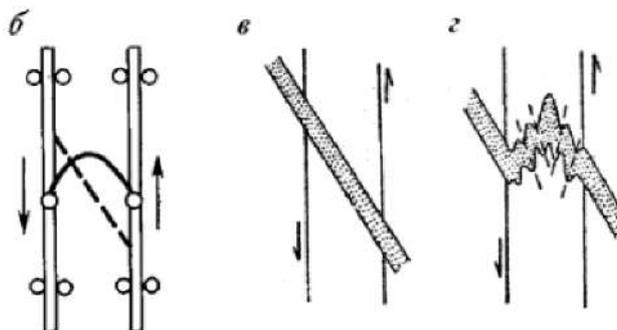


Рис. 13.17. Образование складок вследствие сближения концов удлиненного тела. б – схема прибора, в котором осуществляется простой сдвиг, в, г – смятие в складки косой жилы в зоне сдвига

Продольный изгиб тел, способных к большим остаточным деформациям (в отличие от упругого изгиба)

При продольном изгибе происходит однородное укорочение до изгиба (при медленной деформации). После начала изгиба (после выхода из состояния неустойчивого равновесия):

- происходит релаксация напряжений;
- деформация концентрируется в средней части длины тела;
- с течением времени скорость деформация возрастает.

В среде, не оказывающей сопротивления, тело образует одну складку.

Продольный изгиб в среде, оказывающей сопротивление

Число складок, возникающих путем продольного изгиба, в пластине или слое заданной длины, зависит от соотношений деформационных свойств изгибающегося слоя и вмещающей среды. Ширина складок сильно зависит от толщины пластины или слоя.

Теоретическое и экспериментальное изучение связей между параметрами слоя, вмещающей среды и начальными размерами складок осуществили М. Био и Х. Рамберг.

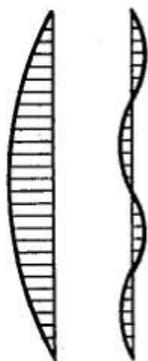


Рис. 13.18. Схематическое образование складок из одной в результате сопротивления среды

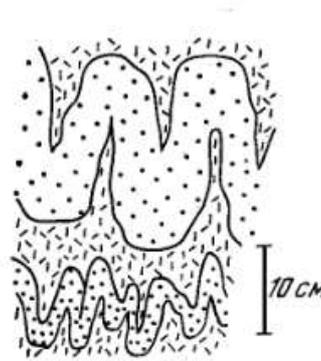


Рис. 13.19. Образование складок разного размера

М. Био и Х. Рамберг изучали деформацию вязкого слоя, заключенного в маловязкую среду.

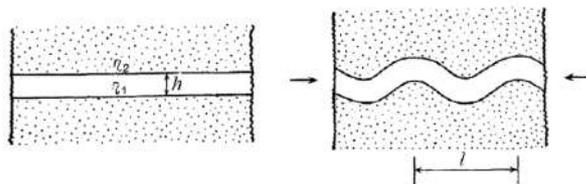


Рис. 13.20. Образование складок

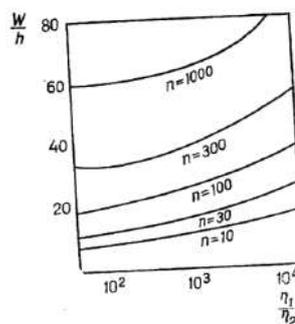


Рис. 13.21. Результаты экспериментов по образованию складок изгиба в слоях разной вязкости (Biot, 1964)

Формула М. Био для определения размера доминирующей волны (для начала процесса складкообразования):

$$l = 2\pi h \left(\frac{\eta_1}{6\eta_2} \right)^{1/3}$$

$\frac{\eta_1}{6\eta_2}$ – отношение вязкости слоев одинаковой мощности h .

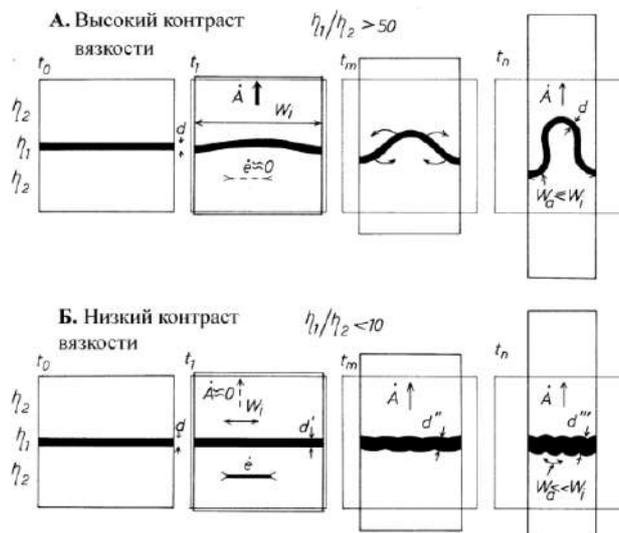


Рис. 13.22. Складки одиночного вязкого слоя при разном контрасте вязкости этого слоя и вмещающей среды

Выводы Г. Рамберга

Чем выше отношение вязкостей слоя и среды и чем тоньше слой, тем меньше изменяется исходная мощность слоя.

Чем меньше отношение вязкостей слоя и среды и чем толще слой, тем больше доля однородного укорочения до изгиба в общей деформации слоя и тем меньше степень сжатия и крутизна крыльев складок при одинаковом сближении концов.

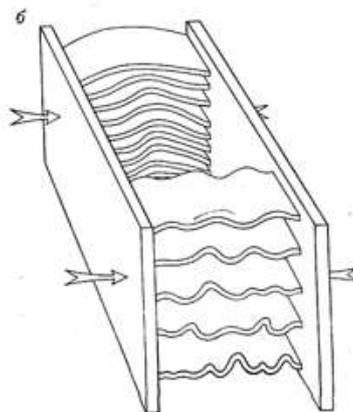


Рис. 13.23. Один из экспериментов Г. Рамберга. Показаны только слои с повышенной вязкостью, располагающиеся в матрице с меньшей вязкостью

Два замечания, которые понадобятся в дальнейшем:

- изгиб вязкого слоя может приводить к образованию складок поперечного воздействия;
- положение мест наибольшего изгиба, т.е. замков складок, не изменяется в ходе дальнейшего сближения концов деформируемого тела.

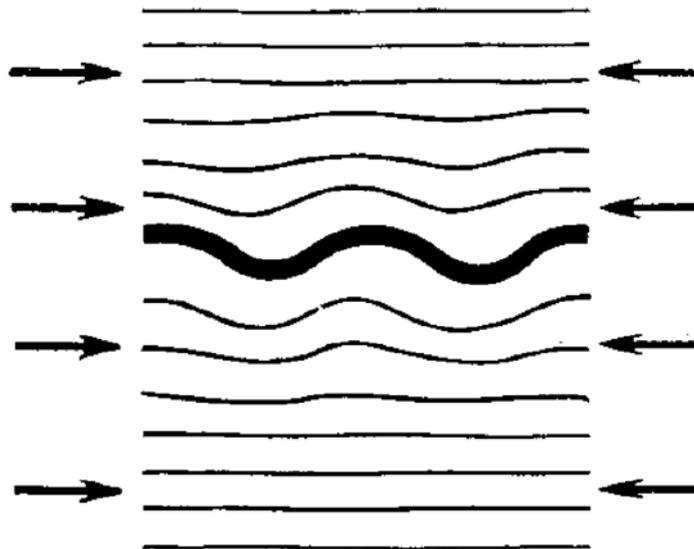


Рис. 13.24. Изгибы вязких слоев

13.2. Складки продольного укорочения

Складки продольного укорочения будут рассматриваться только как цилиндрические складки (рис. 13.25). Конические складки – крайне редки и образуются в весьма специфичных условиях.

Складки продольного укорочения часто называют складками продольного сжатия или горизонтального сжатия, или продольного изгиба. Самым точным термином является «складки продольного укорочения», так как кроме изгиба присутствует и понятие напряжения.

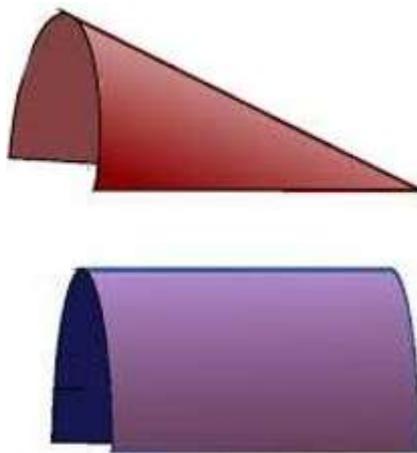


Рис. 13.25. Конические и цилиндрические складки

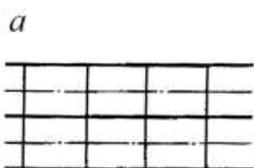
Типы складок

Существует несколько типов складок:

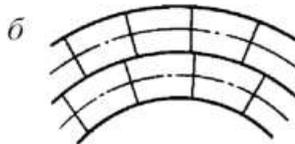
- концентрические складки;
- подобные складки.

Концентрические складки

Концентрическими называют складки, в которых мощность каждого слоя, измеренная по нормали к слоистости, постоянна во всех частях складки.



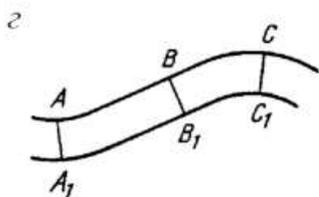
Слоистая пачка до деформации с выделенными в ней равными прямоугольниками



Слоистая пачка после изгиба. Прямоугольники превратились в изогнутые четырехугольники. Взаимное проскальзывание слоев максимально на крыльях

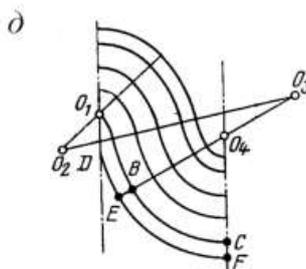


Концентрические складки как сочетание окружностей



Концентрическая складка, крыло которой включает прямолинейный участок

(по В.В. Эзу, 1985)



Длина слоев пачки, смятой в концентрические складки, остается одинаковой. Кривая DEF существовать не может. Такие складки не могут охватить сколь угодно большую мощность

Рис. 13.26. Изгибы в пачке слоев

Деформация слоев в концентрических складках состоит только в их изгибе, который сопровождается проскальзыванием слоя по слою.

Развитию концентрических складок благоприятствует большая относительная вязкость пород и малая величина трения между слоями.

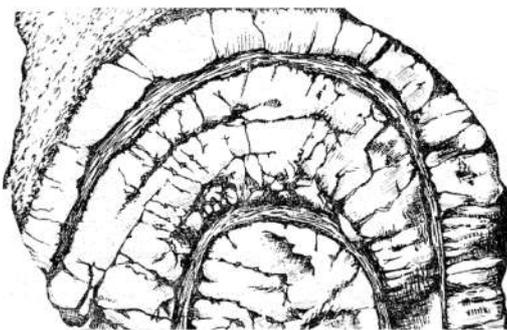


Рис. 13.27. Складка в вязких слоях, разделенных тонкими прослоями маловязких, в которых концентрируется скольжение



Рис. 13.28. Концентрическая складка

В лаборатории тектонофизики и геотектоники МГУ был проведен эксперимент: укорочение слоистого образца из вязкого пластического материала с прослоями маловязкой влажной глины привело к формированию концентрических складок.

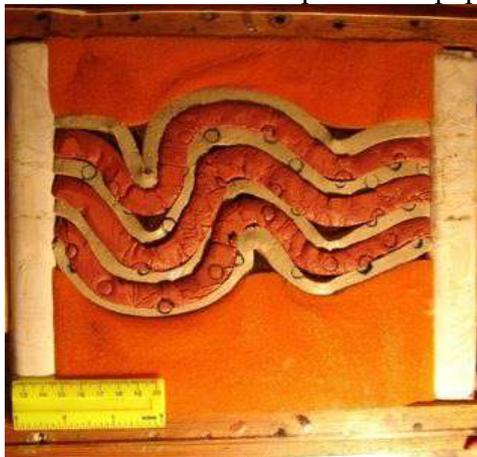


Рис. 13.29. Эксперимент. Этап 1



Рис. 13.30. Эксперимент. Этап 2

Иногда концентрическими называют складки, в которые смяты вязкие слои, помещенные в маловязкий матрикс.



Рис. 13.31. Концентрическая складка, образованная вязкими слоями с тонкими прослоями маловязких



Рис. 13.32. Концентрические складки

Важнейшее геометрическое свойство концентрических складок состоит в том, что они не могут охватить сколь угодно большую мощность.

Складки обязательно имеют дисгармоничные соотношения со складками в подстилающей и перекрывающей толщах

Это следует из того, что протяженность всех поверхностей слоистости в пачке, смятой в концентрические складки, должна оставаться одинаковой. Но в концентрических складках все кривые не могут иметь одинаковую длину.

На рисунке 13.33 показана идеальная концентрическая складка с поверхностью срыва.

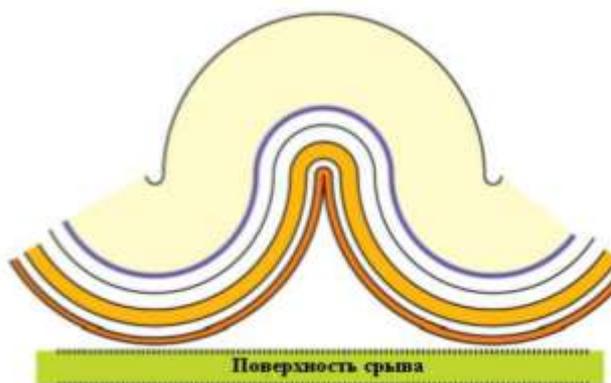


Рис. 13.33. Идеальная концентрическая складка с поверхностью срыва

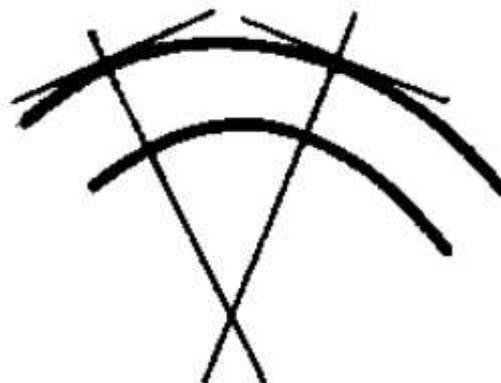


Рис. 13.34. Определение предела распространения концентрической складки по разрезу

В концентрических складках все кривые не могут иметь одинаковую длину (рис. 13.35).

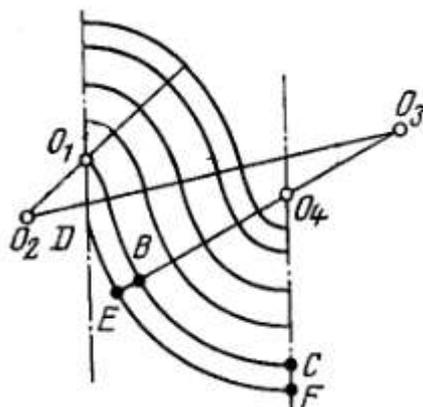


Рис. 13.35. Кривые концентрической складки

Внутрислойные деформации в концентрических складках

Образование концентрических складок может сопровождаться формированием более мелких структур (рис. 13.36), например, клиновидных трещин или сланцеватости. Внутри ядра складки может образоваться кливаж, кливаж плейчатости. На крайнем левом рисунке показаны разрывы во внешней и внутренней частях складки.

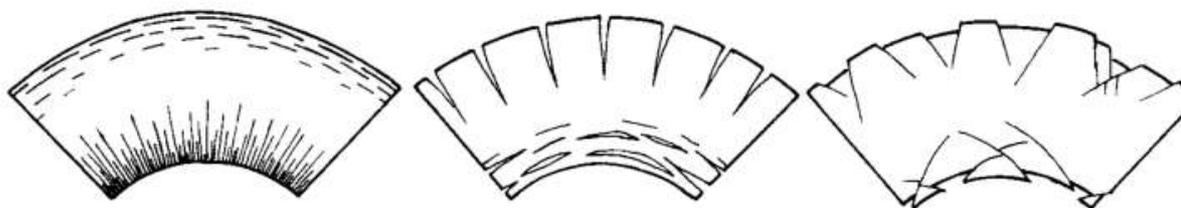


Рис. 13.36. Структуры, которые могут образоваться в слое, смятом в концентрическую складку

На рисунке 13.37 показана аналоговая модели, на которой видны образовавшиеся трещины в результате перераспределения напряжений.

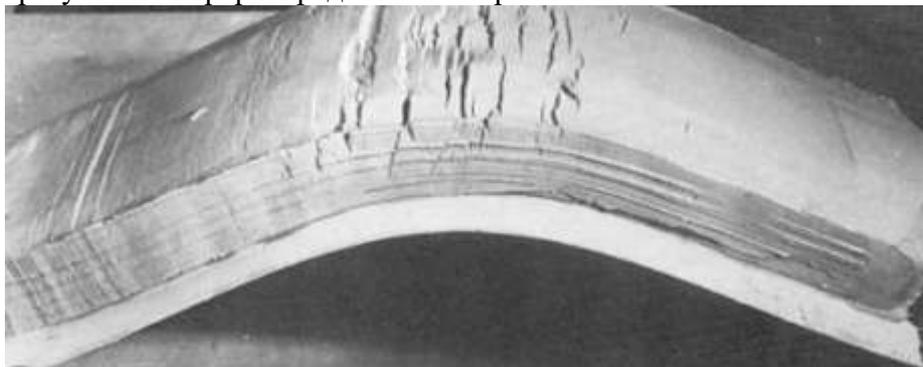


Рис. 13.37. Аналоговая физическая модель. Интернет-ресурс

Поле напряжений концентрической складке показано эллипсами. При формировании складки напряжения начинают перераспределяться и образуются зоны растяжения. В зонах растяжения образуются трещины.

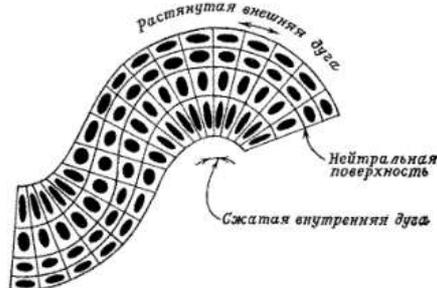


Рис. 13.38. Поле деформаций в слое, смятом в концентрическую складку

На рисунке 13.40 показан кливаж плейчатости в зоне сжатия.

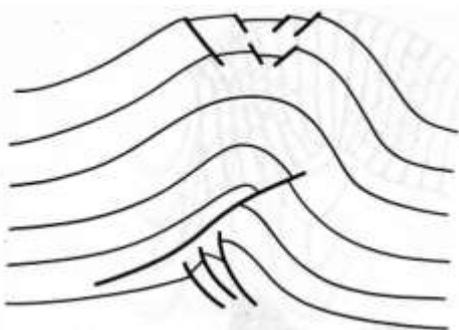


Рис. 13.39. Разрывы, сформировавшиеся в зонах сжатия и растяжения

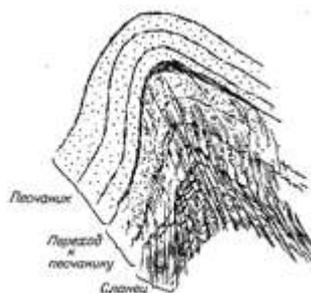


Рис. 13.40. Кливаж плейчатости в зоне сжатия

На рисунке 13.41 показано схематическое изображение пласта песчаников среди слюдяных сланцев, в толще которых видны клиновидные жилы.

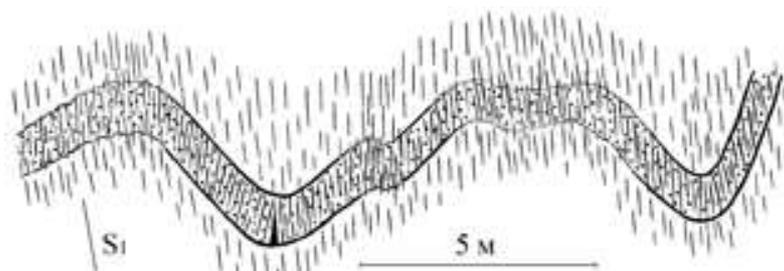


Рис. 13.41. Клиновидные жилы в пласте песчаников

Итог

Механизм образования концентрических складок исчерпывается изгибом пластов и межпластовым скольжением

Внутрислойная деформация минимальна по сравнению со складками других видов. При этом пачка слоев может испытать большую деформацию.

Хотя образование концентрических складок энергетически выгодно, доля слоев и пачек, образующих концентрические складки, в складчатых структурах невелика, поскольку:

- геометрия концентрических складок ставит жесткие ограничения их распространению вверх и вниз по разрезу;
- для формирования концентрических складок нужен большой контраст вязкости слоев и легкость проскальзывания слоев друг по другу.



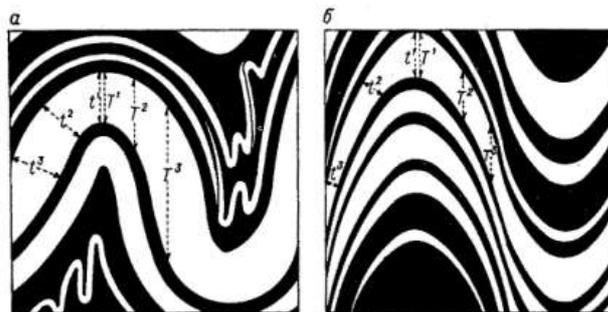
Рис. 13.42. Лаборатория тектонофизики и геотектоники МГУ

Подобные складки

Подобными называются складки, в которых все изогнутые поверхности могут быть совмещены параллельным переносом вдоль осевых поверхностей, т.е. имеют строго одинаковую форму. Осевая мощность в каждом слое одинакова во всех частях складки.

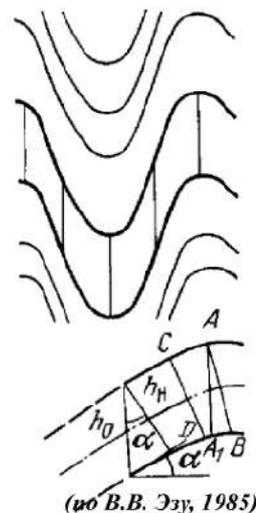
Некоторые особенности подобных складок:

- форма поперечного сечения поверхностей, изогнутых в подобные складки, ближе всего к синусоиде;
- этими складками может быть заполнено сколь угодно большое пространство;
- нормальная мощность слоев в замках складок больше, чем в крыльях.



Концентрические
складки

Подобные складки
(no Ramsay, Huber)



(по В.В. Эзу, 1985)

Рис. 13.43. Концентрические и подобные
складки

Рис. 13.44. Схематическое
представление складки

Механизм образования подобных складок

При образовании подобных складок толща в целом испытывает однородную деформацию укорочения-удлинения. Каждый слой деформируется неоднородно.

Осевая мощность увеличивается за счет:

- поворота (максимально в точке перегиба крыла);
- дополнительно за счет деформации укорочения- удлинения (максимально в замке складки).



Рис. 13.45. Образование подобной складки

Итог

При образовании подобных складок слои испытывают большие деформации, чем при образовании концентрических

Малая вязкость пород является предпосылкой образования подобных складок

Одинаковая деформация всех слоев может осуществляться только в толщах с одинаковыми деформационными свойствами этих слоев

Подобных складок в природе не бывает, встречаются складки, лишь приближающиеся к подобным, но достаточно редко



Рис. 13.46. Большой Кавказ, Юра (Фото Н.Б. Лебедевой)

13.3. Однородная деформация при складкообразовании

Первая или начальная стадия складкообразования

Начальная стадия предполагает однородное укорочение до образования складок. Эту деформацию трудно обнаружить и нелегко определить ее величину. Чем толще и податливее слои, тем большую однородную деформацию они испытывают до появления в них изгибов.

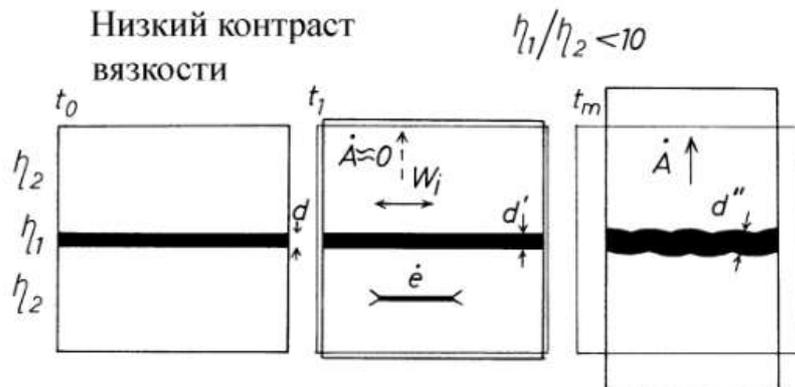


Рис. 13.47. Начальная стадия складкообразования

Структуры, которые могут образоваться на первой стадии – это, например, кливаж.

Доказательства: эксперименты, а также преломление кливажа, образующего прямой веер в вязких и обратный – в маловязких слоях.

На рисунке 13.48 показан механизм образования межзернового кливажа, стилолитовых швов.



образование межзернового кливажа, стилолитовых швов

Рис. 13.48. Образование межзернового кливажа, стилолитовых швов

Послойные минеральные жилы

Послойные минеральные жилы после своего образования сминаются в мелкие складки.

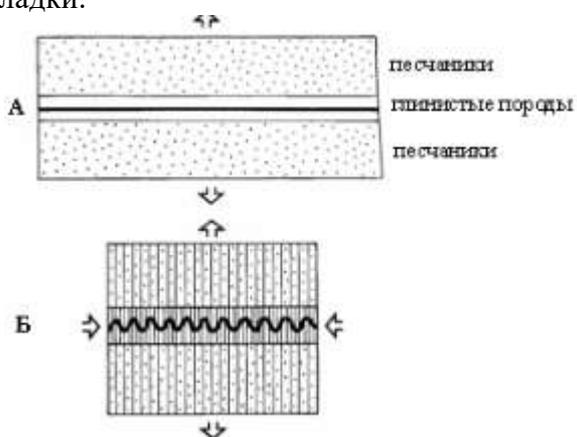


Рис. 13.49. Процесс формирования мелких складок из минеральных жил



Рис. 13.50. Мелкие складки из минеральных жил

Вторая стадия складкообразования

Это стадия, во время которой происходит изгиб слоев. Изгиб обязательно дополняется другими механизмами, но без изгиба складок не бывает

Эту стадию мы рассмотрели на примере концентрических и подобных складок и еще раз вернемся к ней позже.

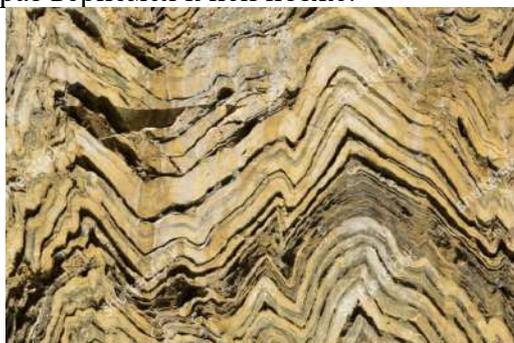


Рис. 13.51. Вторая стадия складкообразования

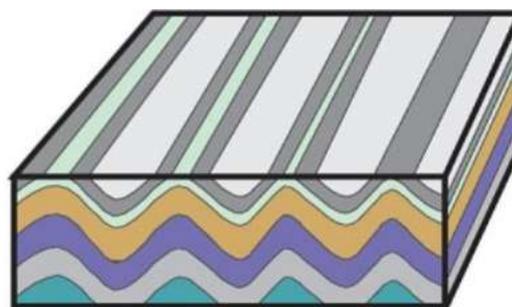


Рис. 13.52. Вторая стадия складкообразования

Третья стадия складкообразования

Третья или заключительная стадия складкообразования однородное укорочение после образования складок:

- изгиба слоев не происходит;
- ранее существовавшие складки продолжают расти и увеличивать свою амплитуду;
- подобные остаются подобными;
- концентрические перестают быть концентрическими по морфологии.

Следствие: происходит утолщение (в замках) и утонение (на крыльях) слоев, что может выразиться в развитии дополнительных более мелких складок или будинажа. Предполагается развитие кливажа осевой плоскости.

Важно! Мощность вязких слоев в замках концентрических складок может увеличиться, однако они все же остаются «концентрическими» по механизму образования

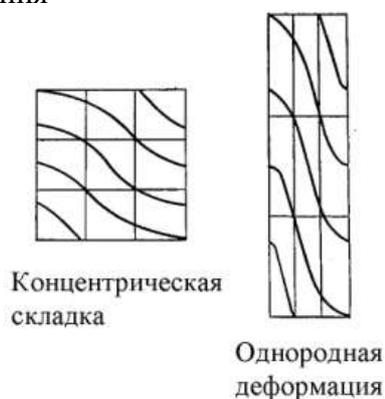


Рис. 13.53. Схематический рисунок концентрической складки

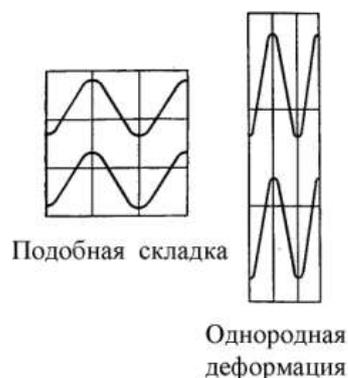


Рис. 13.54. Схематический рисунок подобной складки

Будинаж может иметь место на крыльях, если они повернуты под углом более 45° к оси укорочения.

Точку зрения о существовании «кливажа осевой плоскости» поддерживают многие геологи, однако образование такого кливажа маловероятно.



Рис. 13.53. Кливаж осевой плоскости

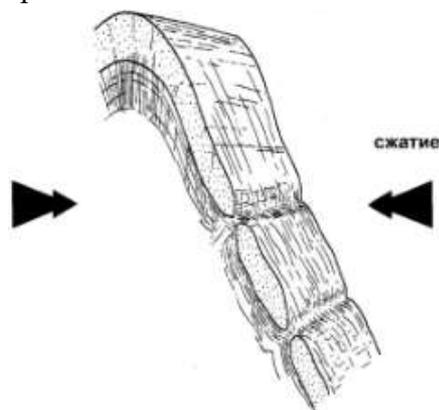


Рис. 13.54. Образование кливажа в складках

Причины перехода от изгиба к неоднородной деформации

Геометрические свойства концентрических складок:

- увеличение угла между слоистостью и направлением наибольшего укорочения в крыльях;
- возрастание трения;
- увеличение мощности слоев в замках складок.

Углы наклона слоев, при которых изгиб сменяется однородной деформацией, зависит от многих причин. Вероятно, это происходит близко к переходу от открытых складок к закрытым

Прямых признаков однородного укорочения после образования складок практически не существует.



Рис. 13.55. Складка с большими углами наклона

Три стадии складкообразования в эксперименте:

а – стадия продольного укорочения. Окружности превратились в эллипсы.

б – стадия изгиба. Формирование складок, близких к концентрическим.

Разворот эллипсов.

в – переход к стадии общего сплющивания.

г – стадия общего сплющивания. Увеличение мощности слоев в замках.

Смыкание крыльев.



Рис. 13.56. Три стадии складкообразования в эксперименте

Однородная деформация сплющивания на стадии изгиба

На второй стадии вдоль осевых поверхностей складок (в их замках) или на смыкающихся крыльях набегающих складок может сформироваться кливаж, если он не успел образоваться на первой стадии по причине слишком большого контраста вязкости слоев.

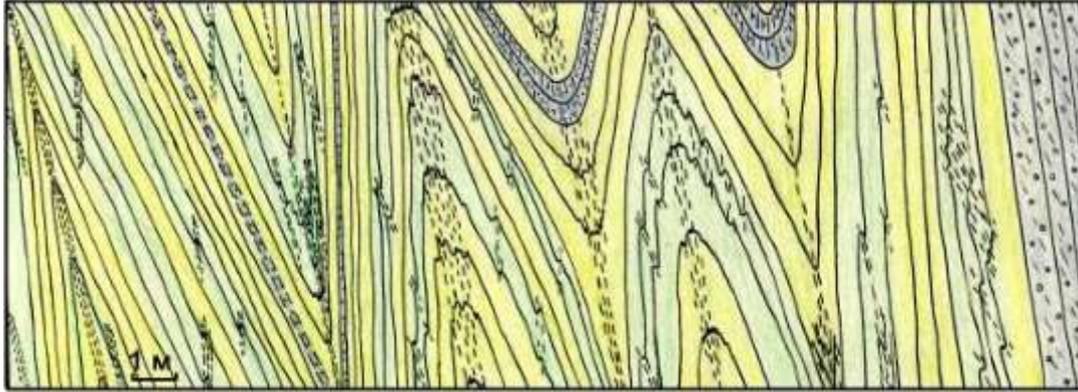


Рис. 13.57. Таласский хребет, рифей. Рисунок Н.С. Фроловой

Кливаж образуется на участках максимальной деформации укорочения.

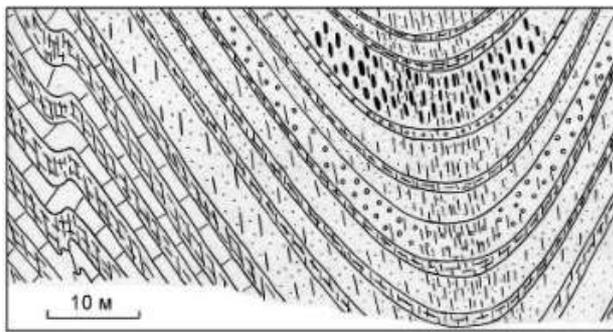


Рис. 13.58. Схематическое изображение складки с кливажем



Рис. 13.59. Кливаж в складке

Складки продольного укорочения в пачках неоднородного состава:

- Мощные относительно вязкие пласты, разделенные очень маломощными податливыми прослоями – концентрические складки.
- Вязкие слои немногочисленны и разделены мощными пачками податливых слоев (контраст вязкости велик) – каждый вязкий слой изгибается самостоятельно.
- То же, но контраст вязкости невелик – определяющими форму складок становятся податливые слои
- Частое ритмичное чередование слоев с разными деформационными свойствами – формируются «псевдоподобные» складки (складки, подобные по ритму).

Складки, подобные по ритму, тип А:

- в складках, подобных по ритму, остается постоянной осевая мощность ритма;
- контраст вязкости слоев велик;

- в этом случае вязкие слои образуют концентрические складки.

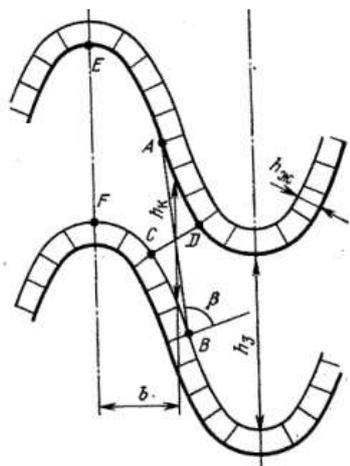


Рис. 13.60. Складки, подобные по ритму, тип А



Рис. 13.61. Складки, подобные по ритму, тип А

Деформация маловязких слоев

Мощность такого слоя в замке должна увеличиться, причем больше, чем в подобных складках.

- Происходит выдавливание из крыльев в замки
- Осуществляется простой сдвиг вдоль слоистости (часто с использованием кливажа).

Важно: никакого «нагнетания» и «перетекания» материала маловязких слоев в замки не происходит

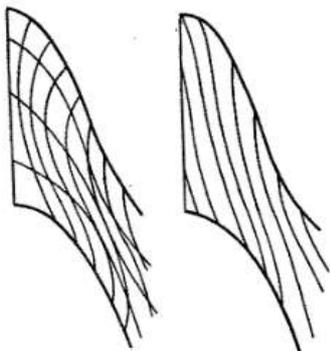


Рис. 13.62. Искривление первоначальной прямоугольной сетки в слое с малой вязкостью и направление наибольших удлинений (по В.В. Эзу, 1985)



Рис. 13.63. Замок складки, подобной по ритму. Направление кливажа соответствует кинематической модели (по Ramsay, Huber)

Складки, подобные по ритму. Тип Б

- ритмично построенные пачки;
- небольшой контраст вязкости.

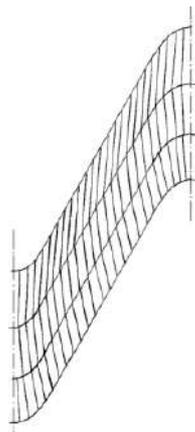


Рис. 13.64. Складки, подобные по ритму, тип Б



Рис. 13.65. Рифейские тощи Таласского хр. Фото и рис. Н.С. Фроловой

Мощность наиболее вязкого слоя увеличена в замке, но меньше, чем у остальных слоев. Кливаж в вязких слоях образует прямой веер, но не перпендикулярен слоям.

Механизм образования складок, подобных по ритму, типа Б:

На первой стадии закладывается кливаж во всех слоях.

На второй стадии:

- Вязкие слои
 - Изгиб (если слой разделить на домены, то это поворот доменов)
 - Неравномерное сплющивание (перпендикулярно осевой поверхности)
 - Простой сдвиг (скашивание)
- Маловязкие слои
 - Изгиба нет
 - Неравномерное сплющивание (аналогично подобным складкам)
 - Простой сдвиг (скашивание)
 - Иногда небольшое выдавливание из крыльев в замки
 - В зависимости от характера сцепления возможно скольжение между слоями на границах ритмов

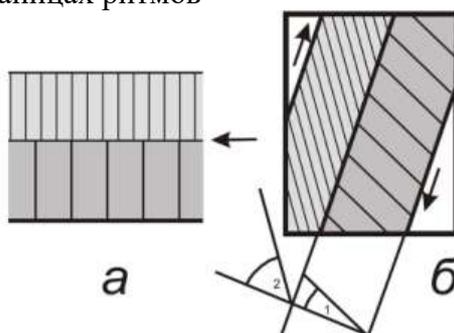


Рис. 13.66. Скашивание на крыле складки

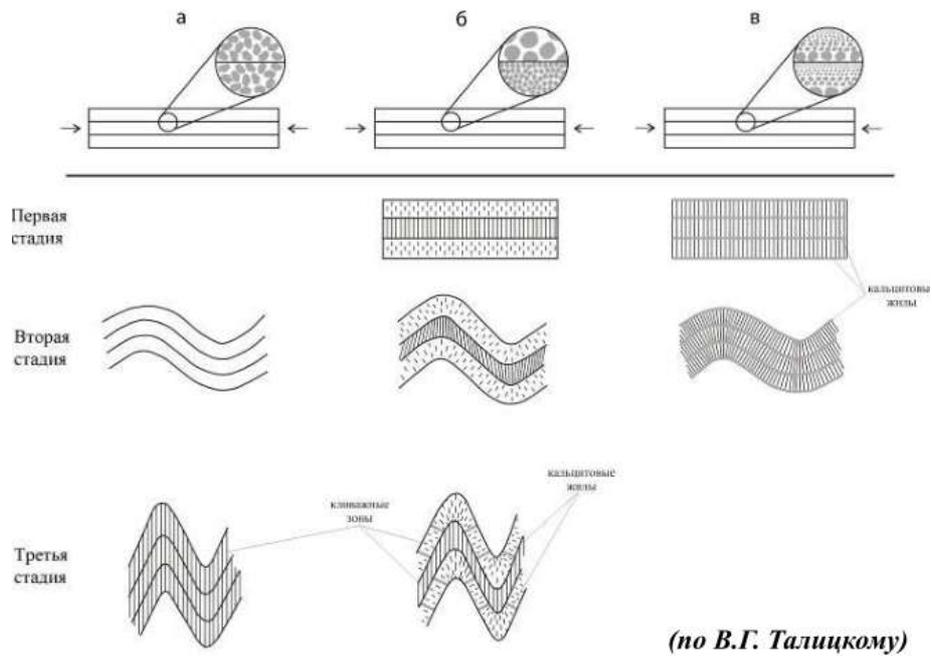


Рис. 13.67. Три стадии складкообразования

Лекция 14. Дисгармония складчатой структуры. Дизъюнктивы сжатия. Асимметрия складок. Переход деформации на уровень блоков

14.1. Дисгармония складчатости

Поскольку деформационные свойства слоев в составе пачек обычно изменяются в одном и том же разрезе в широких пределах, всякая складчатая структура, если ее рассматривать на большую мощность, оказывается *дисгармоничной*.

Причины дисгармонии

На рисунке 14.1 показано проведение эксперимента, в котором слои одинаковой начальной мощности, но разной вязкости. Они подчиняются закону Био.

На изображении 14.2 показан рисунок по фотографии, где слои одинаковой вязкости и состава образуют складки одинакового размера.

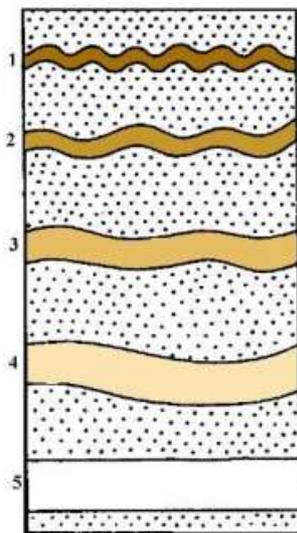


Рис. 14.1. Деформация слоев с разной относительной вязкостью (по Белоусову, 1977)

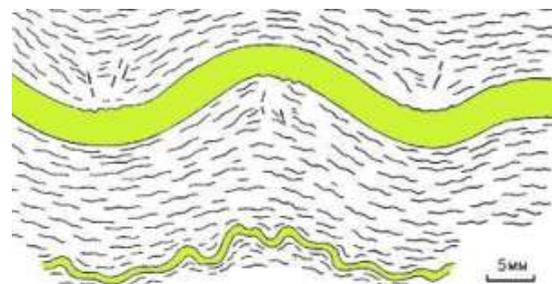


Рис. 14.2. Эпидотовые прожилки разной мощности в хлорит-актинолит-сланцевых образуют складки с разной длиной волны (по Громину, 1970)

Гармоничные и дисгармоничные соотношения в пачках слоев

На рисунке 14.3 показана идеализированная конфигурация складок в пачках слоев. Рассмотрим подробнее:

a – вязкие слои расположены близко друг к другу, деформируются они одинаково, как один слой;

b – слои расположены дальше друг от друга, относительно схемы *a*, складки одинаковой формы;

c – слои расположены на большом расстоянии друг от друга, между ними мощные промежутки маловязких пород, слои деформируются независимо друг от друга;

d – независимая деформация. В данном случае все слои разного состава и разной вязкости.

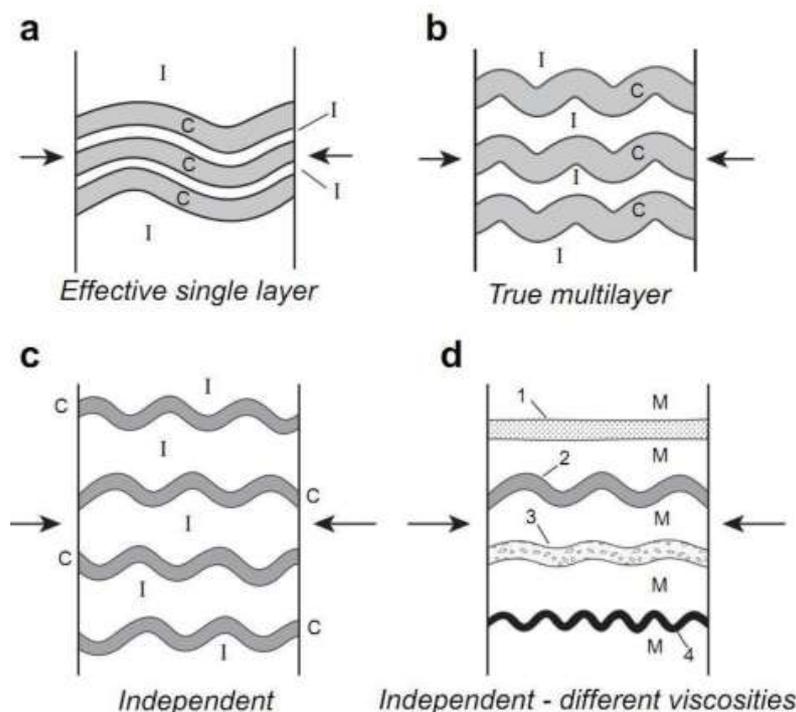


Рис. 14.3. Идеализированная конфигурация складок в пачках слоев (по Hudleston, Treagus, 2010)

Зоны контактовой деформации. Разделы дисгармонии

На рисунке 14.4 изображены четыре ситуации, показывающая возможные соотношения складок изгиба, развитых в компетентных слоях, и некомпетентного вмещающего их материала, основанная на представлении о взаимодействии зон контактовой деформации (Z.S.C.) вокруг каждого компетентного слоя:

A – Одиночный вязкий слой.

Одиночный вязкий слой в маловязком матриксе. Здесь складки затухают. В матриксе складки поперечного изгиба.

B – Дисгармония складчатости.

Вязкие слои образуют складки, которые не зависят друг от друга. Такое соотношение называется дисгармоничным. Между этими складками проходят зоны разделы дисгармонии.

C – Гармоничная складчатость.

D – Полигармоничная складчатость.

Зеркало складок согласуется с сочетанием складок в вязком слое.

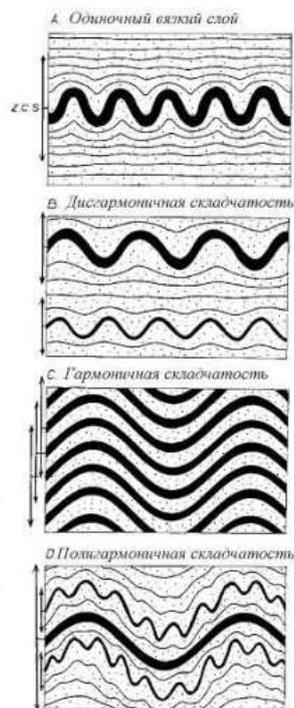


Рис. 14.4. Схема, показывающая возможные соотношения складок изгиба, развитых в компетентных слоях, и некомпетентного вмещающего их материала, основанная на представлении о взаимодействии зон контактовой деформации (Z.S.C.) вокруг каждого компетентного слоя (Ramsay, Huber, 1987)

Концентрические складки не могут распространяться на большую глубину. Они отделяются от смежных пачек поверхностью раздела дисгармонии или поверхностью срыва. (Ярошевский, 1981)

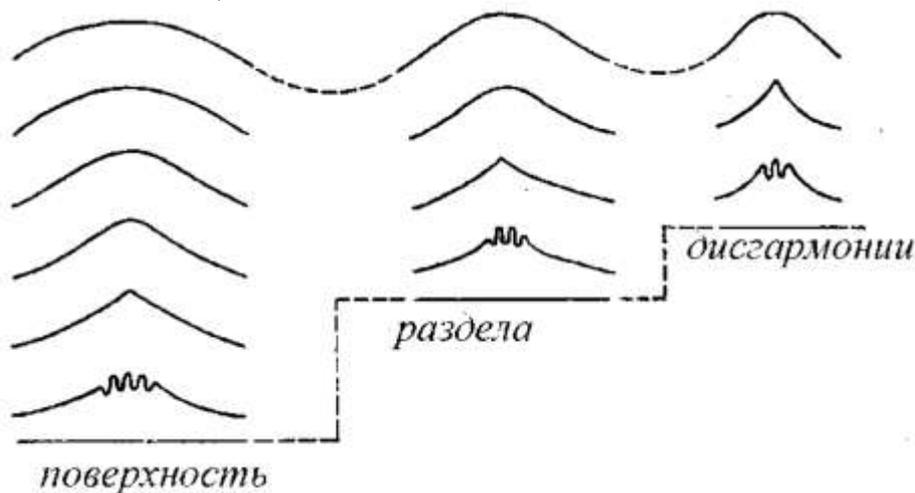


Рис. 14.5. Концентрические складки

Слои и пачки с разной мощностью и вязкостью образуют складки разной величины. Существуют диктующие (доминантные) слои и пачки. Разделы дисгармонии проходят

внутри маловязких пачек. Даже теоретически, без учета случайных неоднородностей, всякая складчатая структура должна быть дисгармоничной.

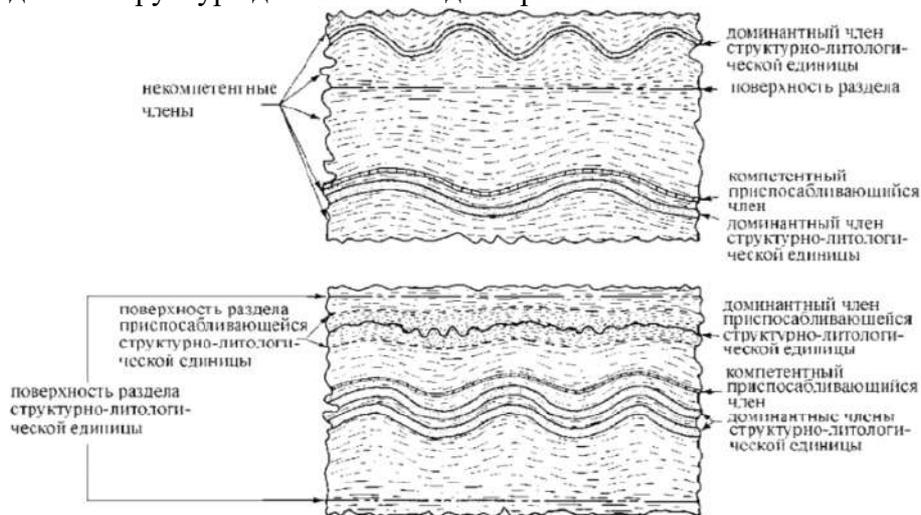


Рис. 14.6. Идеализированная схема структурно-литологических единиц и их взаимоотношений (по Curri et al., 1962)

В дисгармоничной складчатости в пачке переслаивания эвапоритов видны разделы дисгармонии (рис. 14.7).



Рис. 14.7. Дисгармоничная складчатость в пачке переслаивания эвапоритов

Примеры дисгармоничной складчатости

Форма складок меняется от слоя к слою. Рассмотрим примеры дисгармоничных складчатостей (рис. 14.8 – 14.15).

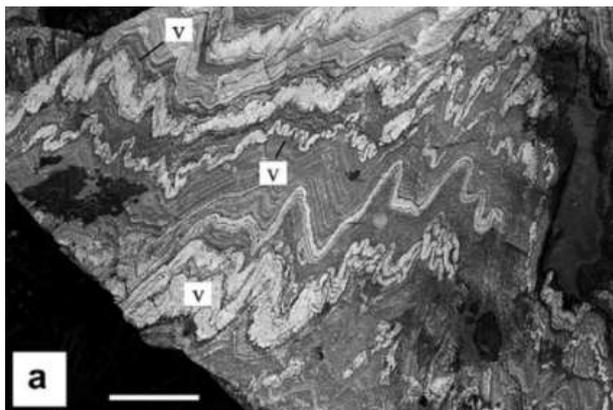


Рис. 14.8. Дисгармоничная птигматитовая складчатость в метаморфических породах. Серое – мраморы, кремовое – сланцы (Hudleston, Treagus, 2010)



Рис. 14.9. Дисгармоничная птигматитовая складчатость в метаморфических породах. Серое – мраморы, кремовое – сланцы (Alireza Nadimi, 2009)



Рис. 14.10. Соликамская впадина (по Чайковскому и др.)



Рис. 14.11. Причудливая дисгармоничная складчатая структура в толщах с птигматитовыми жилами (Hudleston, Treagus, 2010)

Усиление дисгармонии происходит из-за наличия осадочных неоднородностей.



Рис. 14.12. Карбонатный флиш с сингенетичными нарушениями. Таласский хребт. Северный Тянь Шань



Рис. 14.13. Карбонатный флиш с сингенетичными нарушениями. Таласский хребт. Северный Тянь Шань

Дисгармоничная складчатость в таврической серии Горного Крыма. Складчатость, сформированная путем гравитационного оползания на подводном склоне, всегда является дисгармоничной.



Рис. 14.14. Дисгармоническая складчатость. Горный Крым



Рис. 14.15. Дисгармоническая складчатость. Горный Крым

Усиление дисгармонии происходит за счет:

- наличия осадочных неоднородностей;
- различия деформации в разных частях складчатой толщи;
- наличия «жестких» тел;
- новообразованных жил и тел в метаморфических толщах.



Рис. 14.16. Крайняя степень дисгармонии – Юрские горы (по Vuxtorf, 1916) из Ярошевского, 1981)

Разделы дисгармонии

Наличие дисгармоничных соотношений приводит к формированию разделов или зон дисгармонии, либо даже зон срыва

Поверхность раздела дисгармонии: условная поверхность, выше и ниже которой имеет место другой размер и (или) форма складок

Зоны дисгармонии: в относительно маломощной зоне перехода от одной складчатой пачки к другой развиваются весьма неправильные изменчивые складки, часто с обилием разрывных нарушений и со значительными смещениями вдоль слоистости

Зоны срыва: разрывные нарушения, которые могут развиваться при резкой концентрации деформаций в разделах дисгармонии или при относительном изменении ориентировки осей деформации

В других случаях, при разрезе, пестром по механическим свойствам, форма складок может меняться от слоя к слою.

Разделы дисгармонии располагаются в местах постепенного изменения деформационных свойств пачек.

Зоны дисгармонии могут развиваться на участках более резкой смены деформационных свойств пачек или в пачках с сингенетичными нарушениями слоистости.

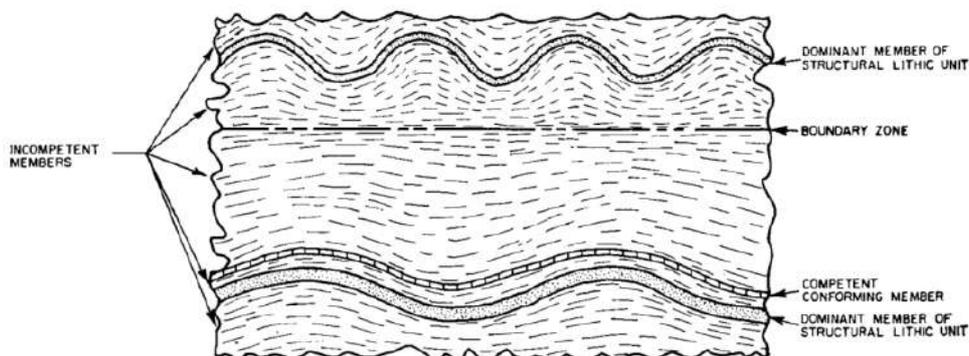


Рис. 14.17. Развитие зон дисгармонии

Срывы по разделам дисгармонии

Многие разделы дисгармонии могут наследоваться разрывами при относительном изменении ориентировки осей деформации.

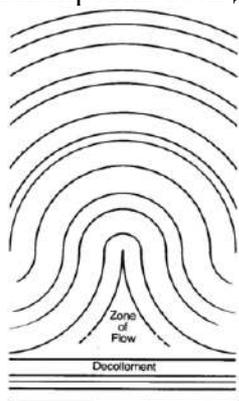


Рис. 14.18. Срывы, ограничивающие концентрические складки

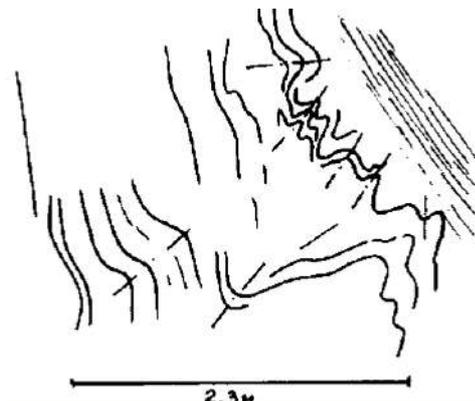


Рис. 14.19. Срыв по зоне дисгармонии (Султан-Уиздаг)

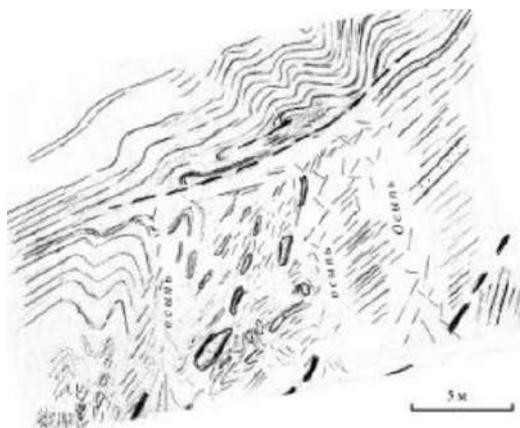


Рис. 14.20. Срыв, связанный с различием деформационных свойств (наличие пачки с сингенетичными нарушениями)

Следующий структурный уровень, который будет рассматриваться – это уровень блоков. Рассмотрим следующие блоки:

- Развитие складчатых поясов.
- Скашивание (горизонтальный сдвиг в горизонтальной плоскости) на разных стадиях деформационного процесса.
- Асимметричные складки – результат формирования в сложном поле деформаций.
- Образование взбросов и надвигов и переход деформации на уровень блоков.

Переход деформации на уровень блоков

После исчерпания релаксационных возможностей систем, связанных со структурами уровня зерен и слоев, деформация переходит на новый структурный уровень.

Предварительно формируются тектонические разрывы, являющиеся границами блоков.

Чаще всего эти разрывы подготовлены предшествующей складчатой деформацией. Переход деформации на уровень блоков начинается, видимо, во время третьей стадии складкообразования.

Возможности изгиба исчерпаны, а однородная деформация в сильно неоднородной среде может происходить лишь ограниченно, тем более что в деформируемой толще образовались ослабленные зоны.

К этому времени нередко меняется относительная ориентировка осей деформации и эта ситуация может оказаться благоприятной для скольжения по некоторым поверхностям.

Границы блоков, подготовленные предшествующей деформацией

Зоны срыва разрывные нарушения, которые могут развиваться при резкой концентрации деформаций в разделах дисгармонии или при относительном изменении ориентировки осей деформации.

14.2. Дизъюнктивы сжатия

На прошлых лекциях речь шла о парагенезе кливаж – складки. Это структуры разного ранга, которые начинают формироваться в разное время. Рассмотрим теперь парагенез складки – дизъюнктивы сжатия – то структуры одного ранга, формирующиеся примерно в одно время, а именно, на второй и третьей стадиях складкообразования.

Дизъюнктивы сжатия (ДС) представляют собой плоские тела (зоны, швы), имеющие протяженность от первых десятков сантиметров до сотен метров.

Дизъюнктивы сжатия напоминают разрывы и выглядят как зоны расланцевания.

Швы лишены следов каких-либо брекчий или иных тектонитов. В них доминируют слюдястые минералы. По сравнению с вмещающими породами, швы обеднены кальцитом или кварцем.

Местами наблюдаются новообразованные тела, сложенные этими минералами. В швах иногда присутствуют реликты слоистости.

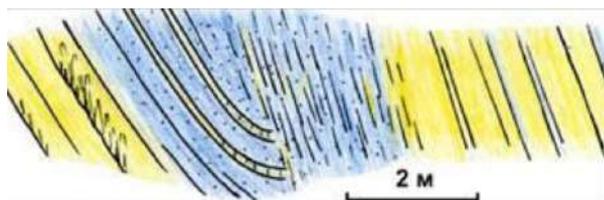


Рис. 14.21. Обеднение швов кальцитом или кварцем

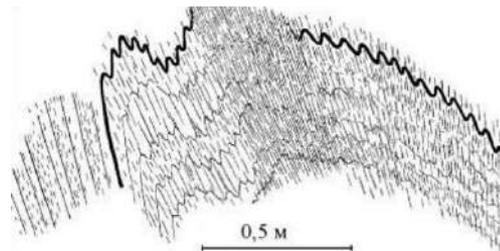


Рис. 14.22. Реликты слоистости в швах

Дизъюнктивы сжатия обычно располагаются:

- Вдоль осевых поверхностей складок и тогда их можно назвать «осевыми швами» (1).
- Локализуются в зонах утолщенных смыкающих крыльев набегающих складок (2).

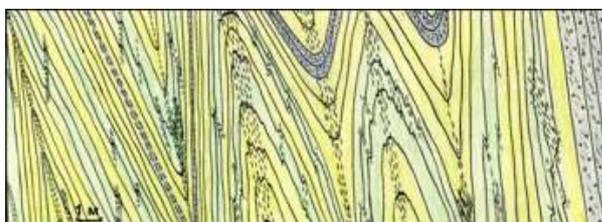


Рис. 14.23. Дизъюнктивы сжатия



Рис. 14.24.

Реже дизъюнктивы сжатия обязаны своим появлением вещественным неоднородностям – они приурочены к пачкам с сингенетично нарушенной слоистостью. Дизъюнктивы сжатия наследуют зоны сгущения кливажа и муллион-структур. Из этого следует, что развитие дизъюнктив сжатия связано с существованием неоднородностей ровня пачек слоев.

Анализ фактического материала показывает:

- ДС развиваются перпендикулярно оси максимального укорочения.
- ДС локализуются на участках концентрации деформации укорочения.
- ДС наследуют зоны сгущения кливажа и муллион-структур.
- Механизмом переноса вещества во время деформации при образовании ДС может быть только растворение под давлением

Следовательно, нужно рассмотреть процесс деформации в иерархически построенной неоднородной среде с участием компрессионной ползучести

Механизм формирования дизъюнктивов сжатия

Процесс начинается на самом низком структурном уровне – уровне зерен. Сначала перпендикулярно сжатию зарождается кливаж, являющийся структурой растворения под давлением. Каждый кливажный шов можно рассматривать как дизъюнктивы сжатия на микроуровне.

Затем процесс переходит на более высокий структурный уровень: развиваются макрокливажные швы, приуроченные к границам вещественных, реже мелких структурных неоднородностей.

Далее включается следующий структурный уровень. Неоднородности более крупного масштаба, например, осевые зоны складок и т.п., определяют появление зон сгущения кливажа на участках максимальной концентрации сжатия. В этих зонах концентрируется и флюидный поток с преобладанием выноса подвижных компонентов. В это время на участках относительного спада давления мобильные кварц и кальцит могут частично осаждаться (в рассеянном виде или в форме жильных тел). Таким образом, состав и структура этих зон начинает меняться, однако в них еще могут быть видны реликты слоистости.

С течением времени деформация быстро возрастает, а процесс растворения под давлением, к которому присоединяется катаклаз, концентрируется во все более узких зонах, которые можно назвать шовными. Они уже существенно отличаются по составу и структуре от вмещающих пород и становятся механически ослабленными.

Масштабы химической дифференциации при формировании крупных швов дизъюнктив сжатия могут быть на несколько порядков выше, чем при образовании кливажных и муллионных швов.

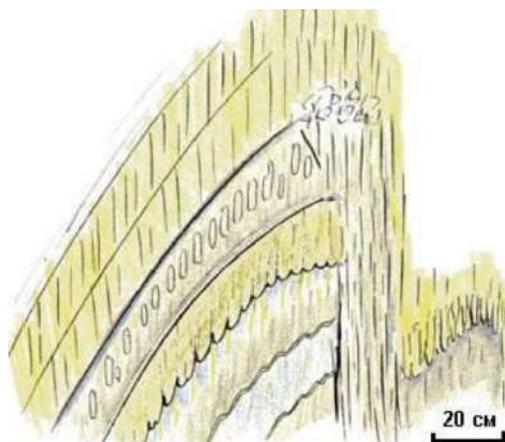


Рис. 14.25. Дизъюнктивы сжатия

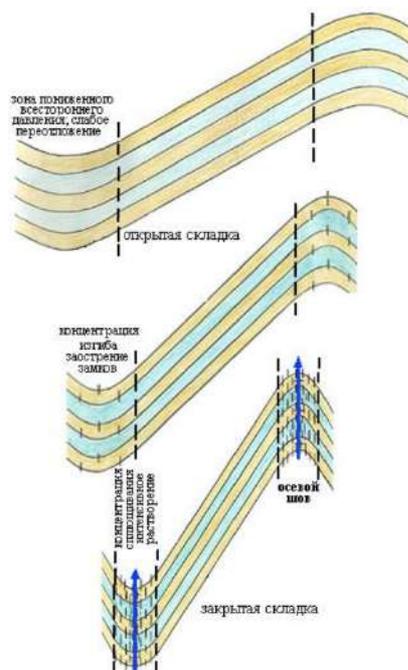


Рис. 14.26. Схема формирования дизъюнктивов сжатия

По сформировавшимся шовным зонам осуществляется сближение крыльев ДС (процесс, который можно назвать сшиванием). Его следствия:

- Кажущее смещение слоев на противоположных крыльях (1)
- Преобразование дуговидных антиклиналей в гребневидные (2)

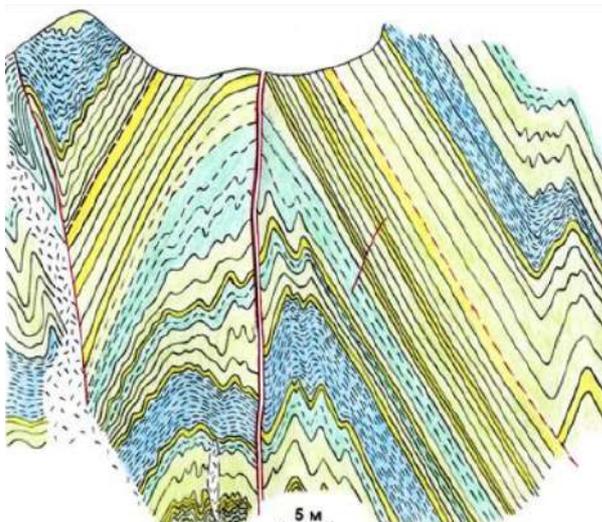


Рис. 14.27. Таласский хр. Северного Тянь-Шаня

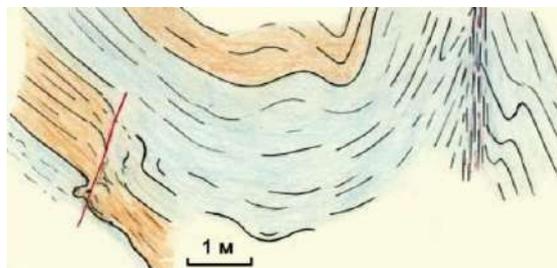


Рис. 14.28. Хр. Султан-Уйздаг

Интенсивное развитие ДС приводит к эффекту ложного моноклиального залегания: замки складок полностью перерабатываются в зона «осевых швов». На далеко зашедшей стадии развития шовные зоны выглядят как разрывы, хотя какие-либо смещения вдоль них отсутствуют. При изменении ориентировки сжатия, что часто происходит в складчатых областях, по ослабленным зонам ДС легко осуществляется движение. И тогда по формальным признакам такие разрывы обычно диагностируются как взбросы.

Итог

Дизъюнктивы сжатия достаточно широко распространены в складчатых областях, хотя часто их трудно диагностировать

Дизъюнктивы сжатия представляют собой зоны резкой локализации деформации укорочения. Концентрация деформации вызвана существованием неоднородностей (уровня пачек слоев), подготовленных на более ранней стадии структурообразования

Механизмом деформации является компрессионная ползучесть (растворение под давлением)

На поздних этапах деформации вдоль дизъюнктив сжатия могут происходить смещения взбросового типа. Однако зарождались они как разрывы, перпендикулярные оси максимального укорочения.

Дизъюнктивы сжатия (осевые швы) как границы блоков

В процессе формирования этих швов образуются ослабленные зоны и происходит сближение разделяемых ими блоков. Однако при изменении относительной ориентировки осей деформации по швам происходят перемещения сдвигового типа, т.е. они превращаются в «настоящие» разрывы.

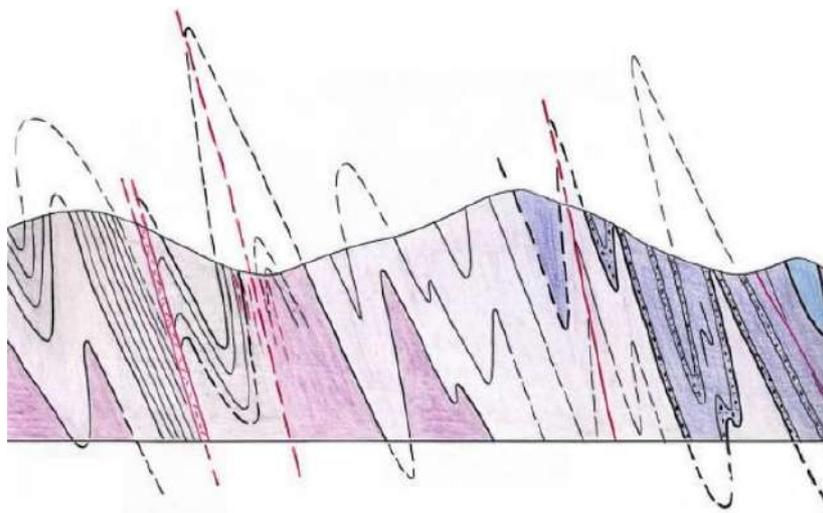


Рис. 14.29. Взбросы, наследующие осевые швы (дизъюнктивы сжатия) при изменении относительной ориентировки осей деформации. Фрагмент (около 1,5 км) разреза через северную часть южного склона Таласского хребта (по Н.С. Фроловой)

14.3. Ассиметричные складки

Границы блоков

Рассмотрим разрывы на подвернутых крыльях ассиметричных складок. Это геодинамическая обстановка – сочетание горизонтального сжатия с горизонтальным скашиванием.

Структурный уровень деформации: уровень блоков

Структурный парагенез складки-надвижки (определяющие структуры, последовательно формирующиеся во времени)

Вергентность складчатых сооружений

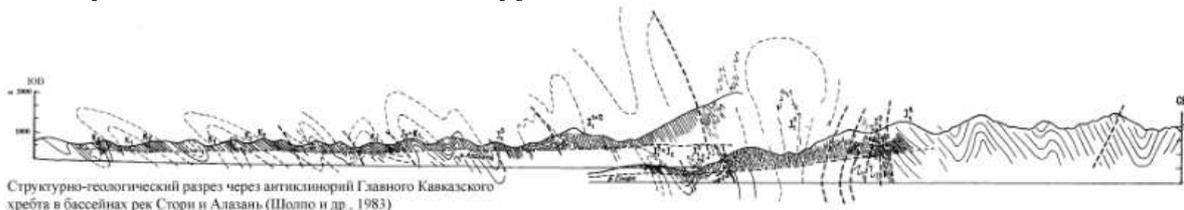


Рис. 14.30.

Фрагмент



Рис. 14.31. Схематический разрез французских Альп (из Руттена, 1972)

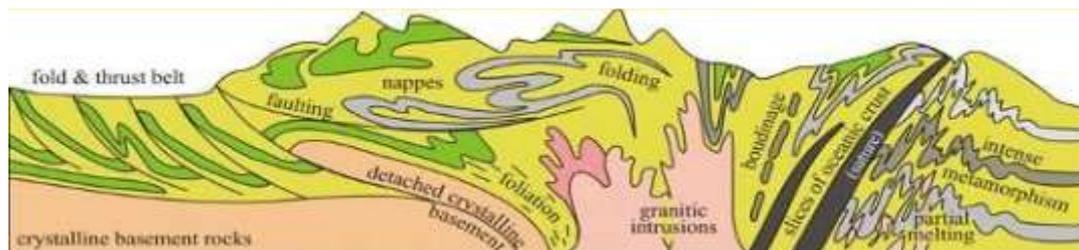


Рис. 14.32. Схема строения складчатого сооружения

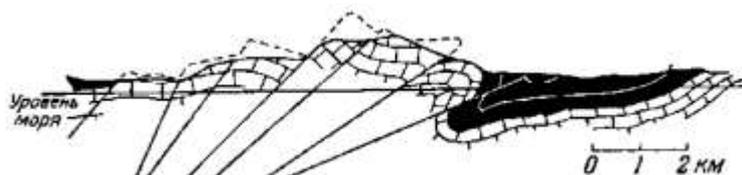


Рис. 14.33. Фрагмент Апеннин (по де Ситтеру, 1960)

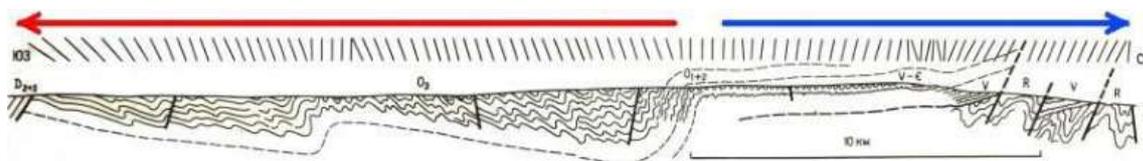


Рис. 14.34. Геологический разрез Северо-Западного Каратау (ориентировка кливажа осевой плоскости показана поверх разреза)

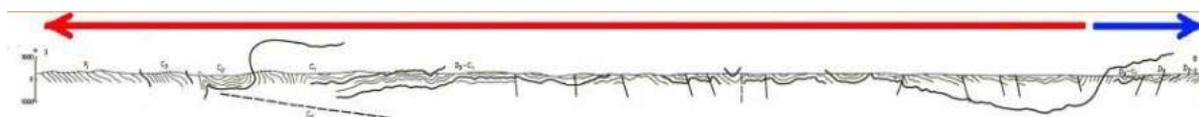


Рис. 14.35. Геологический разрез Зилаирского синклиория (Урал)

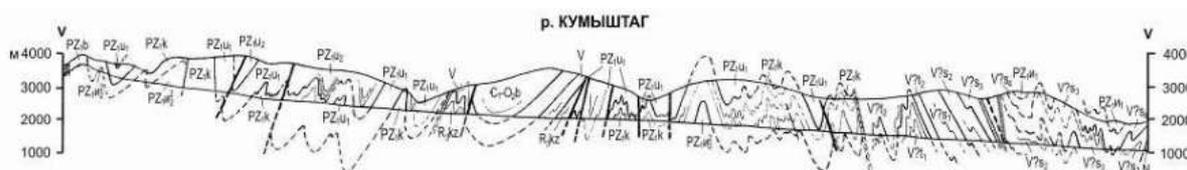


Рис. 14.36. Геологический разрез Таласского хребта (Северный Тянь-Шань)

Асимметричную складчатость всегда сопровождают взбросы и надвиги.

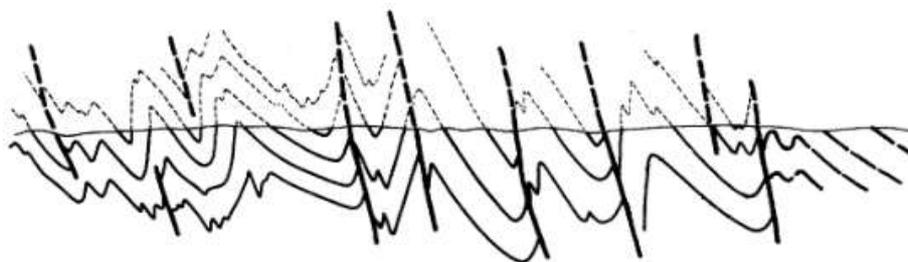


Рис. 14.37. Асимметричные складки в Зилаирском синклиории Южного Урала (по В.В. Эзу)

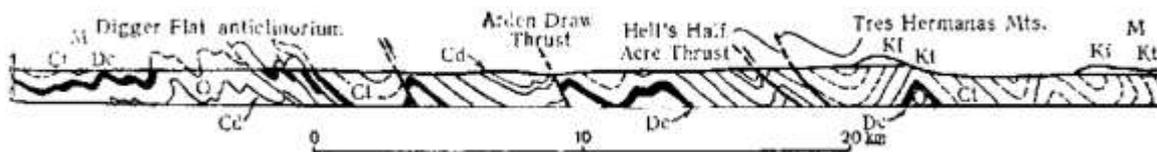


Рис. 14.38. Геологический разрез через Марафонское поднятие (США) (Belousov, 1968)

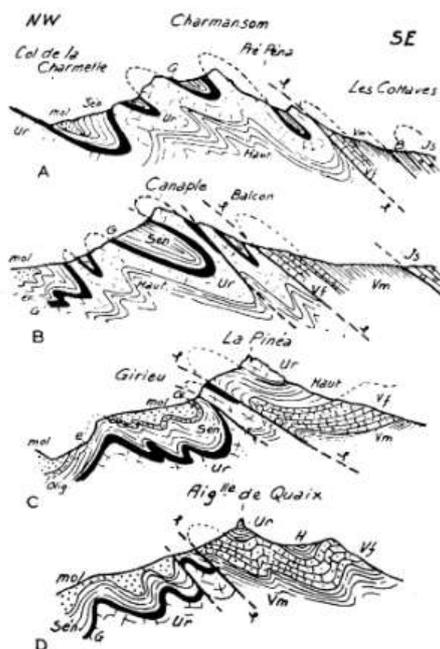


Рис. 14.39. Асимметричные складки, осложненные надвигами. Серия разрезов с севера на юг. Субальпийские цепи севернее Гренобля (из Руттена, 1972)

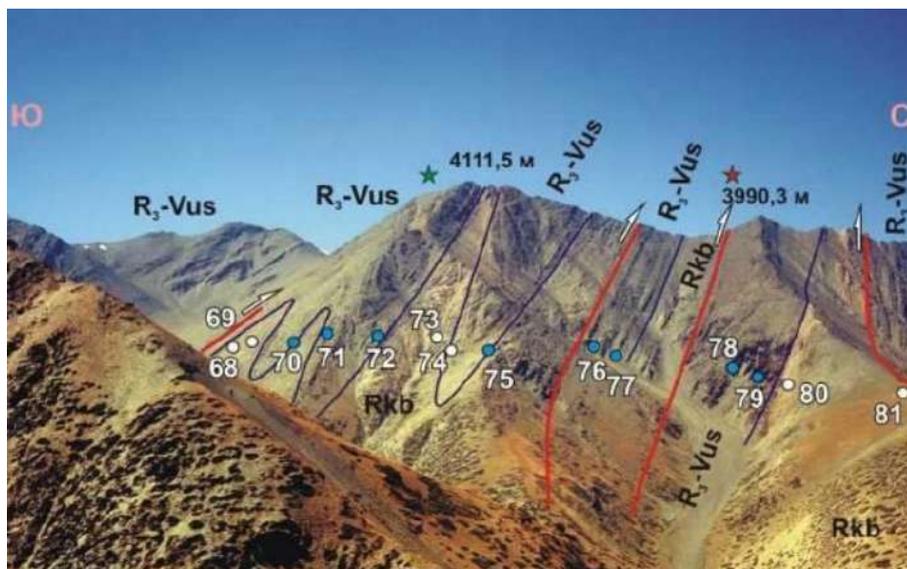


Рис. 14.40. Таласский хребет Северного Тянь-Шаня (рис. В. Н. Войтенко)

Асимметрия складок, ее типы, причины и следствия

Асимметричные складки формируются в механической обстановке сочетания горизонтального сжатия с горизонтальным сдвигом вдоль горизонтальной плоскости.

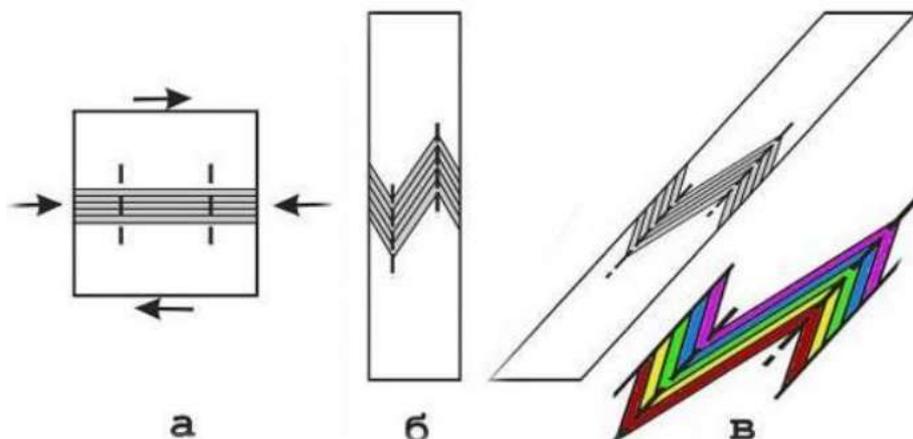


Рис. 14.41. Формирование асимметричных складок

На рисунке 14.42 показана схема, иллюстрирующая постепенное увеличение степени асимметрии складок по мере возрастания составляющей горизонтального сдвига.

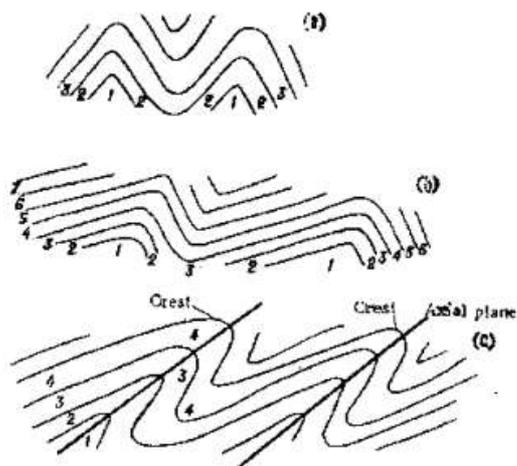


Рис. 14.42. Постепенное увеличение степени асимметрии складок по мере возрастания составляющей горизонтального сдвига (Belousov, 1968)

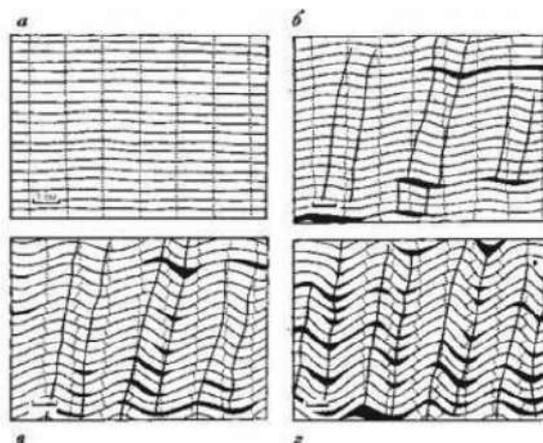


Рис. 14.43. Эксперимент

Три типа асимметрии складчатости

Первый тип – слабая асимметрия складчатости, когда осевая плоскость складок слегка отклоняется от биссекторной плоскости, кливаж на обоих крыльях является секущим и в целом параллельным осевым поверхностям складок.

Этот тип складчатости формируется при значительном преобладании горизонтального сжатия над сдвигом вдоль слоистости.



Рис. 14.44. Таласский хребет, Северный Тянь-Шань. Фото Н.С. Фроловой



Рис. 14.45. Таласский хребет, Северный Тянь-Шань. Фото Н.С. Фроловой

Второй тип – умеренная (хотя и резко выраженная) асимметрия складчатости, когда осевая плоскость складок существенно отклоняется от биссекторной плоскости, кливаж на одних крыльях параллелен слоистости, а на противоположных крыльях является секущим.

Этот тип складчатости образуется при примерном «паритете» горизонтального сжатия и сдвига.

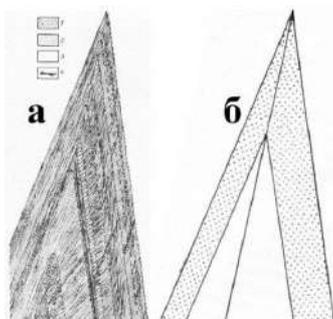


Рис. 14.46. Асимметричные складки в Зилаирском антиклинории Южного Урала (по М.А. Гончарову)

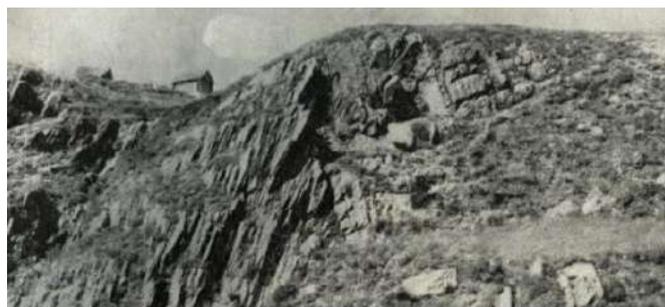


Рис. 14.47. Общий вид одной из антиклинальных складок. На восточном крыле (справа) кливаж секущий, на западном – послойный

Третий тип – сильная асимметрия почти изоклиальной лежачей складчатости; противоположные крылья складок резко различаются по своей длине.

Этот тип складок формируется при значительном преобладании сдвига вдоль слоистости над горизонтальным сжатием



Рис. 14.48. Асимметричные складки 3 типа



Рис. 14.49. Асимметричные складки 3 типа

Один из вариантов обстановки формирования асимметричных складок, когда укорочение достигается за счет наличия упора, а скашивание за счет трения в основании соскальзывающих масс.

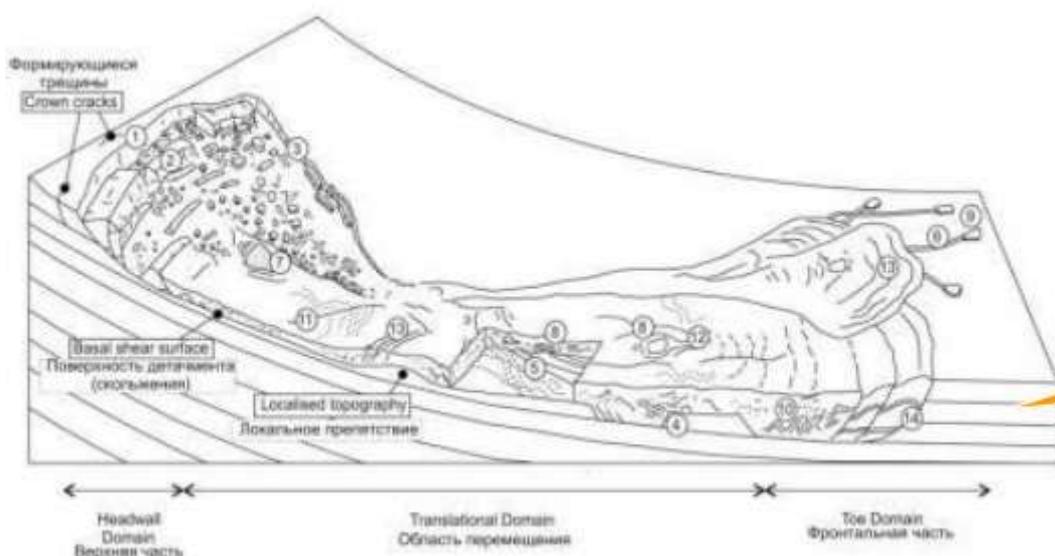


Рис. 14.50. Модель деформаций в отложениях транспорта масс (по Bull et al., 2009 из Никишин и др.)



Рис. 14.51. Подводнооползневые асимметричные складки в отложениях Мертвого моря (по Alsop, Marco, 2011)

На рисунках 14.52 – 14.53 показаны разрывы на подвернутых крыльях асимметричных складок.

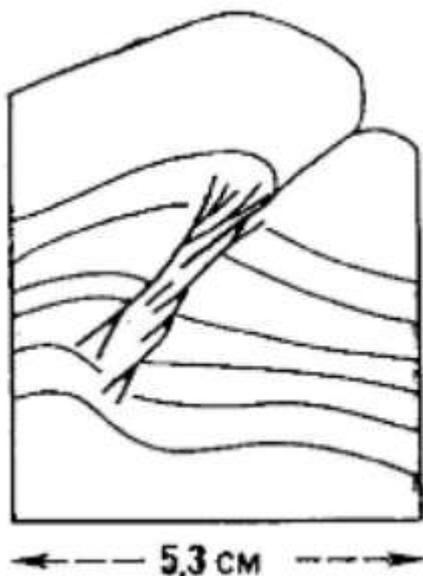


Рис. 14.52. Толща слоистой соли, Соликамская впадина – по Белоусову, 1985

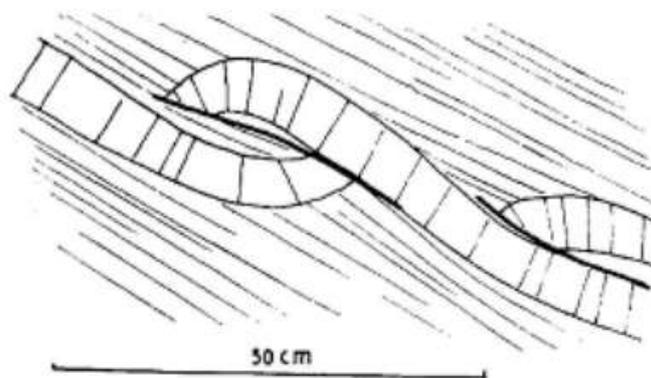


Рис. 14.53. Толща слоистой соли, Соликамская впадина – по Sitter, 1964

Разрывы на подвернутых крыльях асимметричных складок как границы блоков

На первом этапе образуются складки. При наложении горизонтального сжатия они становятся асимметричными, на их подвернутых крыльях формируются взбросы или надвиги.

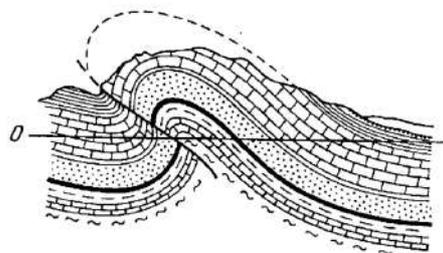


Рис. 14.54. Юрские горы

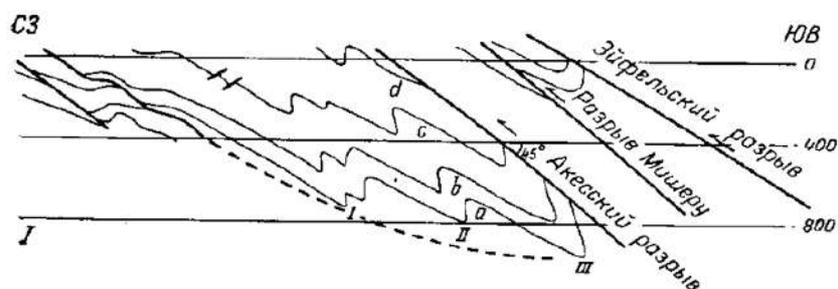


Рис. 14.55. Льежский каменноугольный бассейн

Считается, что некоторые сместители шарьяжей представляют собой разрывы, сформировавшиеся на подвернутых крыльях вначале асимметричных, а затем лежащих складок.

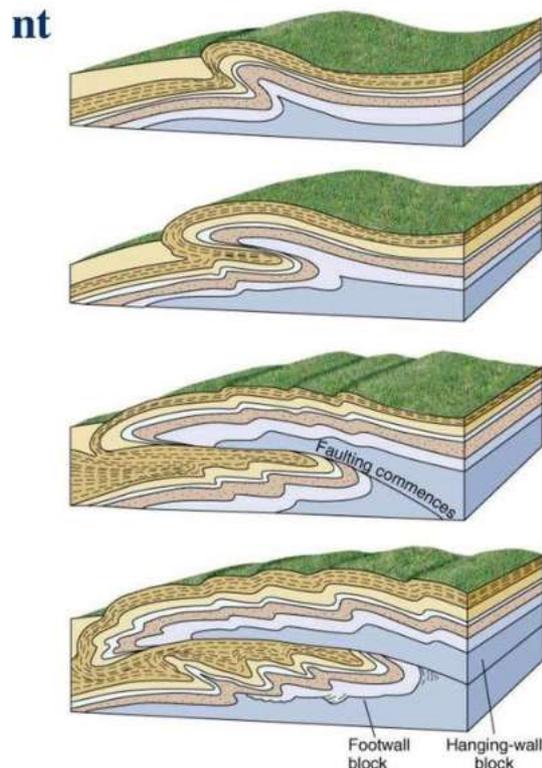


Рис. 14.56. Схема формирования покрова, постепенно развивающегося на подвернутом крыле опрокинутой складки (по Гейму, 1878)

Структурный парагенез, характерный для обстановки сочетания горизонтального сжатия и горизонтального сдвига в горизонтальной плоскости в складчатых областях:

Наклонные асимметричные складки и сопровождающие их взбросы или надвиги (последние формируются в конце этапа складкообразования).

Причины асимметрии складок – наложение на горизонтальное сжатие горизонтального скашивания, которое возрастает с течением времени.

Причины формирования соскладчатых взбросов и надвигов – переход от стадии изгиба к стадии общего сплющивания, сопровождающегося изменением относительной ориентировки осей деформации.

В этой ситуации энергетически выгоднее осуществление деформации путем перемещения по разрывам.

Основной тип разрывов – взбросы и надвиги. Они формируются двумя путями:

- а) наследуют ослабленные зоны осевых швов;
- б) развиваются на подвернутых крыльях асимметричных складок.

Структурный уровень деформации: уровень слоистых толщ и блоков
Последовательность формирования: складки – надвиги.

Время формирования: конец этапа складкообразования.

Вопросы для проверки:

1. Почему возникает асимметрия складок?
2. В каком поле деформаций это происходит?
3. Изменяется ли поле деформаций во время всего процесса складкообразования?
4. Почему деформация переходит на уровень блоков?
5. Каким образом осуществляется структурная подготовка границ блоков?
6. Что формируется раньше – складки или надвиги?
7. Каковы два основных способа формирования сопровождающих складки надвигов?
8. Основные члены структурного парагенеза сочетания горизонтального сжатия с горизонтальным сдвигом в горизонтальной плоскости.
9. Время формирования этого парагенеза по отношению ко всему этапу складкообразования.

Лекция 15. Стрейн-анализ. Реконструкций тектонических деформаций

15.1. Особенности реконструкций и их значение

Особенности реконструкции деформаций и напряжений:

- Решение обратных задач;
- Что теоретически можно определить;
- Деформация запечатлевается в объектах, а напряжения нельзя наблюдать непосредственно;
- Соотношение напряжений и деформаций в случае малой деформации;
- Кратковременность упругой деформации;
- Трудности с определением величины напряжений;
- Связь больших деформаций с величиной напряжений.

Значение количественной оценки деформаций горных пород и толщ:

- Основа для понимания тектонических процессов, проверка гипотез;
- Корреляция с характером других процессов, например, со степенью метаморфизма;
- Использование для корректных палинспастических реконструкций.

Особенности геологической среды:

- Неоднородность геологической среды;
- Неоднородность полей напряжений и деформаций;
- Невозможность осреднения, распространения на большой объем;
- Понятие о прогрессивной деформации (отличие от напряжений);
- Смена ориентировок осей деформации;
- Разный механизм формирования структурных форм;

15.2. Деформация и стрейн

Переход какого-то объема пород из недеформированного в конечное деформированное состояние можно описать с помощью сложных построений, в которых можно выделить:

- трансляцию (перемещение)
- жесткое вращение
- собственно деформацию (*strain*).

В горных породах можно идентифицировать собственно деформацию, или *strain*. Таким образом, следует различать деформацию в широком смысле (*deformation*) и в узком (*strain*).

На рисунке 15.1 показан пример: имеем слой, из которого выделяем некоторый объем. На нижней части рисунка хорошо видно, как слой испытал перемещение, вращение и деформацию.

Измерение деформации

Вращение – может быть описано положением оси вращения и направлением, и углом поворота относительно этой оси.

Трансляция – может быть описана вектором, длина и направление которого отражают величину перемещения и его направленность.

Собственно деформация (стрейн) определяется изменением расстояния между материальными точками.

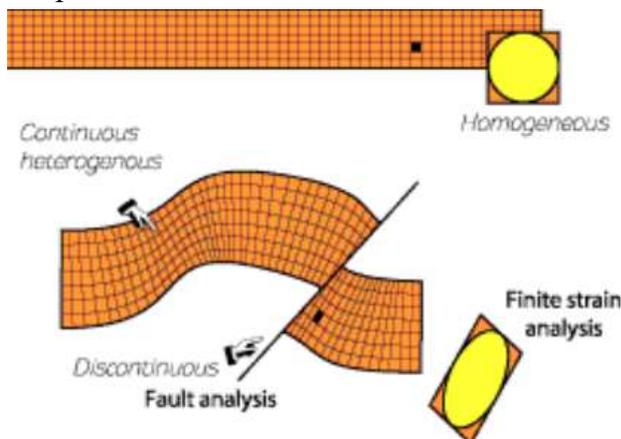


Рис. 15.1. Переход некоторого объема пород из недеформированного в конечное деформированное состояние

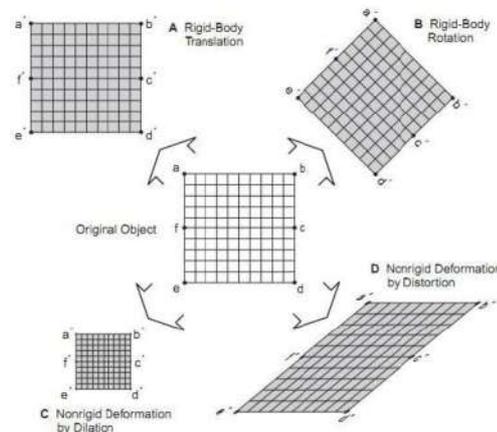


Рис. 15.2. Измерение деформации

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

А. В. Лукьянов: под стрейн-анализом следует понимать количественное изучение деформаций любого масштаба.

Любое состояние неоднородной деформации можно анализировать как поле взаимосвязанных однородно деформированных элементов. Стрейн-анализ 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 совместности стрейна, по Дж. Рэмзи). Затем полученные данные используются для оценки деформации структур более крупного ранга.

Описание деформации

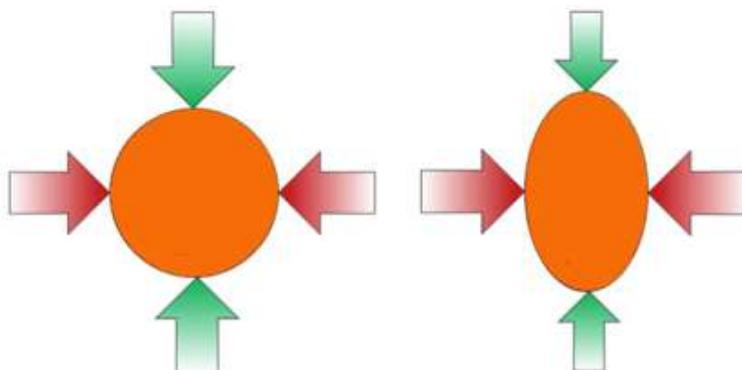


Рис. 15.3. Процесс деформации тела

Описание трехмерной деформации, по существу, определяется трансформацией сферы единичного радиуса в эллипсоид деформации (рис. 15.4, 15.5).

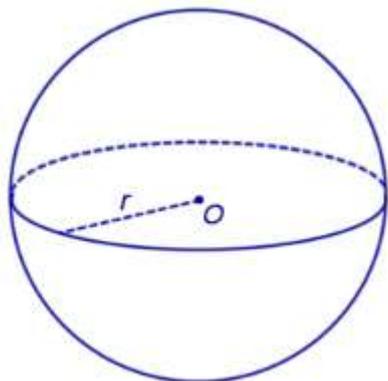


Рис. 15.4. Сфера единичного радиуса

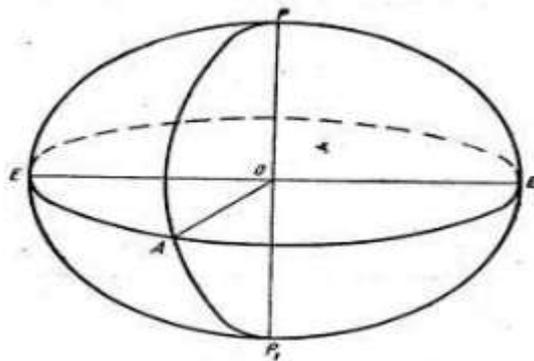


Рис. 15.5. Эллипсоид деформации

Параметры для характеристики деформации: k , ϵ , γ , δ .

Отличие соосной и несоосной деформации

Соосная деформация – деформация, при которой совпадают оси напряжения и деформации. К соосным деформациям относят деформации укорочения-удлинения.

Несоосная деформация – деформация, при которой не совпадают оси напряжения и деформации. К соосным деформациям относят деформации простого сдвига.

При соосной деформации меняются длины и углы материальных отрезков. Угол не меняется у отрезков, которые совпадают с осями сжатия.

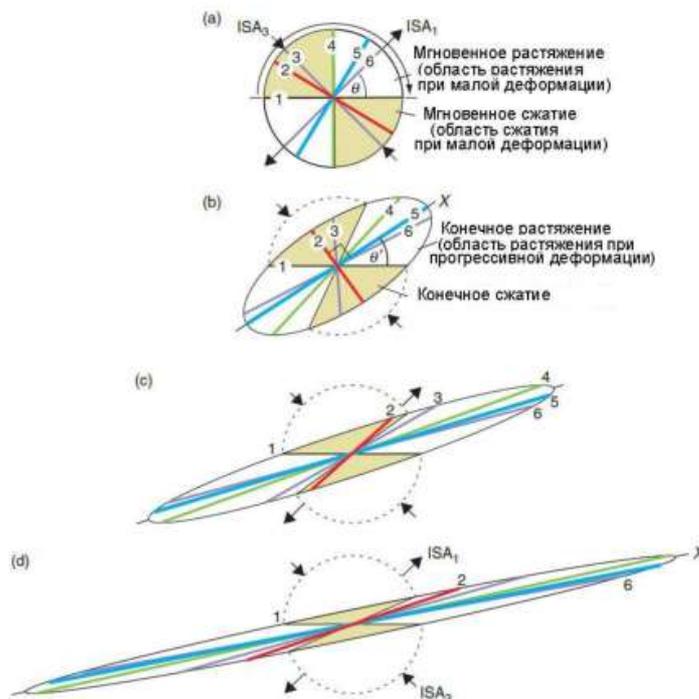


Рис. 15.6. Несоосная деформация

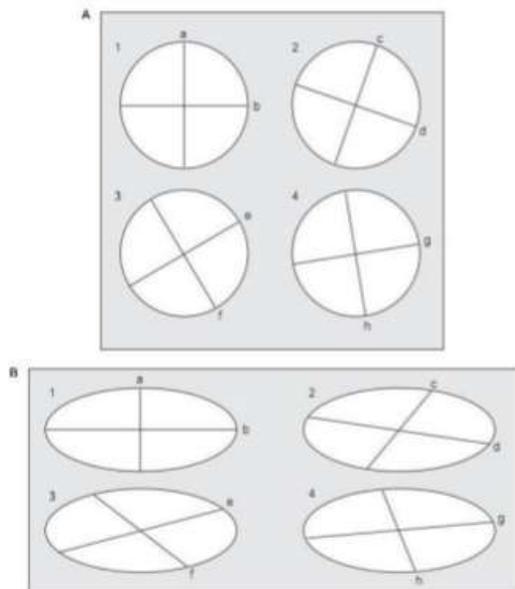


Рис. 15.7. Соосная и несоосная деформация

Форма эллипсоида деформации зависит от соотношения величин деформации $k_1 > k_2 > k_3$ по его полуосям.

Диаграмма Флинна

Пять типов трехмерной деформации укорочения-удлинения:

- 1 – одноосное сплющивание,
- 2 – трехосное сплющивание,
- 3 – двумерная (плоская) деформация,
- 4 – трехосное вытягивание,
- 5 – одноосное вытягивание.

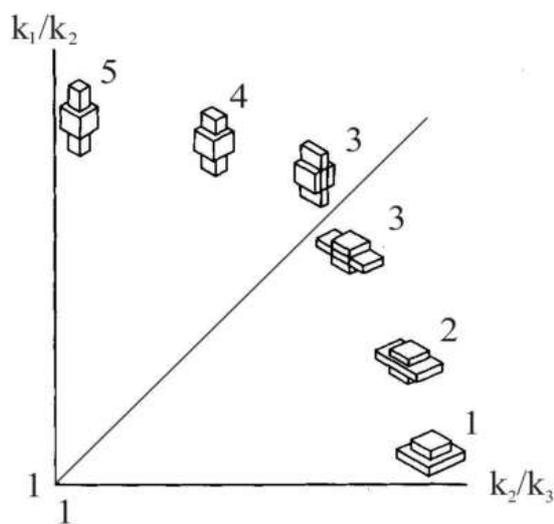


Рис. 15.8. Диаграмма Флинна

15.3. Природные индикаторы деформаций в земной коре: деформированные объекты разного масштаба

Поворот зерен. Структура снежного кома

В простейших случаях можно определить величину простого сдвига.

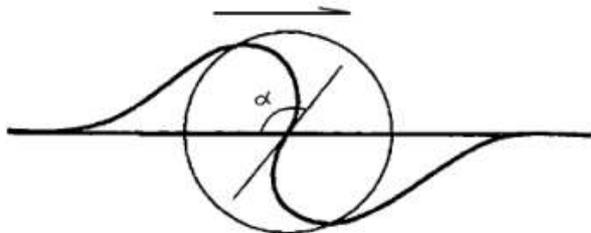


Рис. 15.9. Поворот зерен

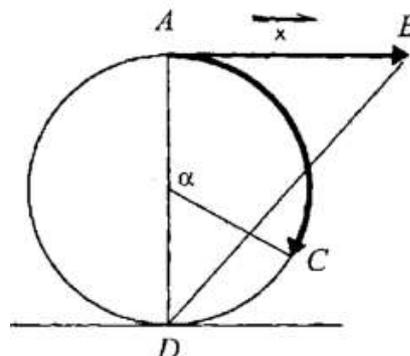


Рис. 15.10. Схема поворота зерен

Статистический метод Фрая

Метод Фрая – способ определения эллипса деформации, основанный на анализе геометрических соотношений между центрами объектов.

Метод основан на том, что в недеформированной породе зерна расположены хаотически. Если породу сжать, тогда в одном направлении расстояние между зернами увеличится, а в другом уменьшится. При разной деформации разница расстояний будет тоже разной.

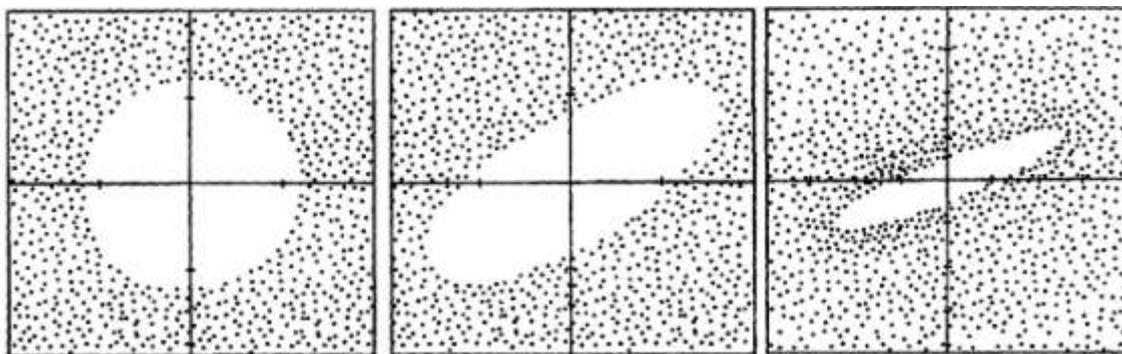


Рис. 15.11. Пример диаграммы Фрая для сдвига. В центре простой сдвиг $\gamma=1$, справа $\gamma=2$ (по А. Николя, 1995)

В основе принципа лежит следующее: берется фотография шлифа и калька, на которую наносится точка (звездочка). Этот знак (1) ставится на одно зерно и все зерна вокруг отмечаются – получается облако точек. Затем центр – знак (2 – звезда) ставится на следующее зерно и снова получается облако точек. После проведения этой процедуры для нескольких десятков точек, будет получено изображение (с) рисунка 15.12 – эллипс. Внутри эллипса точек нет. По нему можно определить и коэффициент деформации, и ориентировку.

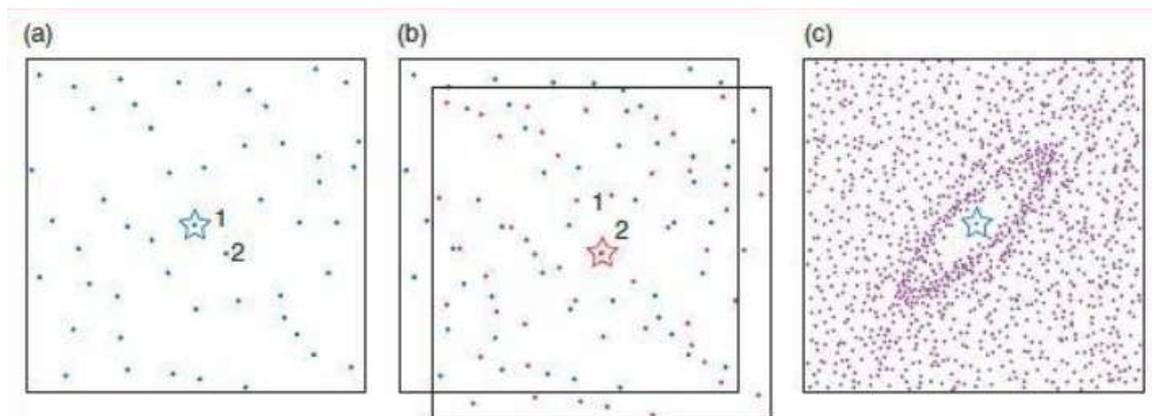


Рис. 15.12. Принцип построения эллипса деформации (Fossen, 2011)

Нормализованный метод Фрая

В 1980-х годах была введена поправка, которая устраняет вариации, обусловленные несовершенству сортировки частиц по размеру.

В шлифе всегда содержатся зерна разного размера. Кроме того, некоторые зерна могут срезаться по максимальному диаметру, а другие не по максимальному и расстояние будет меньше.

На рисунке 15.13 показан пример. На рисунке (а) получена окружность без применения нормализованного метода, а на рисунке (б) с применением. Очевидно, что нормализованный метод дает более четкую картину.

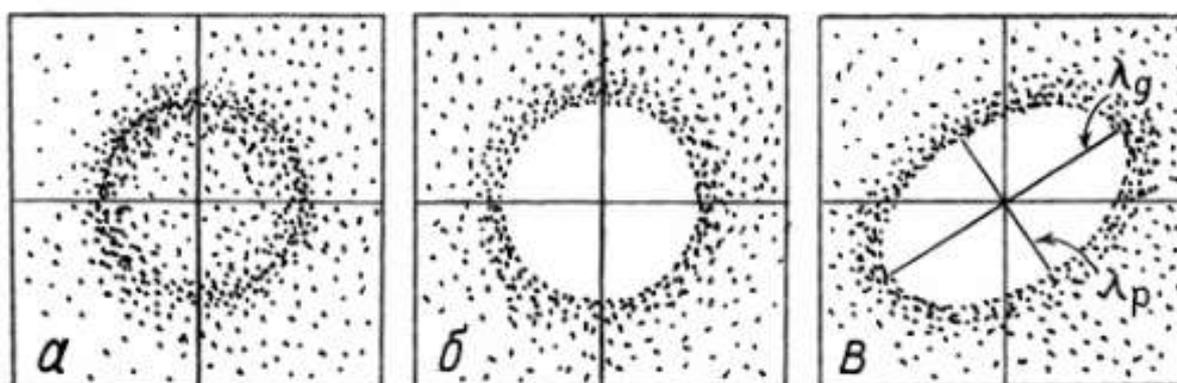


Рис. 15.13. Диаграммы, полученные по методу Фрая: а - стандартный метод Фрая; б, в – нормализованный метод Фрая: недеформированный (б) и деформированный (в) агрегаты. (Родыгин, 2006)

На рисунке 15.14 показано конкретное применение метода Фрая. В этом примере очень слабая деформация.

Величина R_s – отношение длинной оси эллипса к короткой. Часто в стрейн-анализе пользуются именно этим параметром.

Величина ϕ – угол, ориентировка длинной оси эллипса деформации.

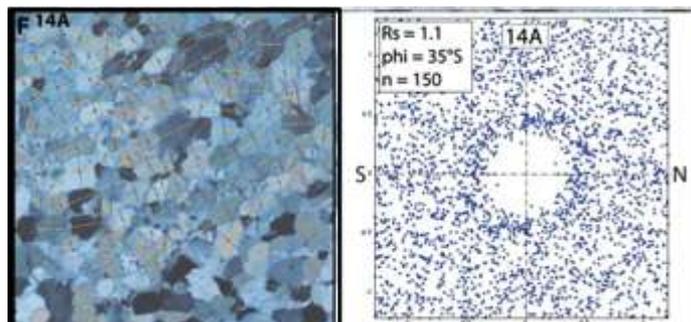


Рис. 15.14. Пример нормализованного метода Фрая. Складчато-надвиговый пояс, Восточные Гималаи (Long et al., 2011)

В таких методах введены необходимые условия:

- число объектов более 100;
- поле деформаций – однородное;
- число объектов не должно изменяться в процессе деформации;
- первоначальное распределение объектов должно быть однородным.



Рис. 15.15. Стрейн-анализ

Измерение деформации по включениям, первоначальная форма которых известна показана на примере оолитов (рис. 15.16).



Рис. 15.16. Оолиты, пятна диагенетического изменения, сферические окаменелости (фораминиферы, радиолярии), круглые окаменелости или круглые срезы цилиндрических форм (криноидеи, следы ползания червей)

Оолиты были детально изучены Э. Клоосом (1947) в известняках кембро-ордовика Аппалачского пояса (США, штат Мэриленд)

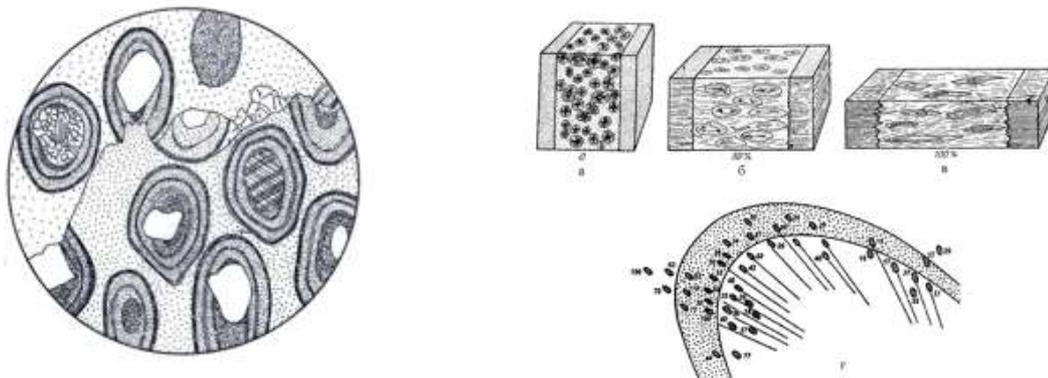


Рис. 15.17. Оолиты в известняках кембро-ордовика Аппалачского пояса (США, штат Мэриленд)

Вопрос

Чему равно k ?

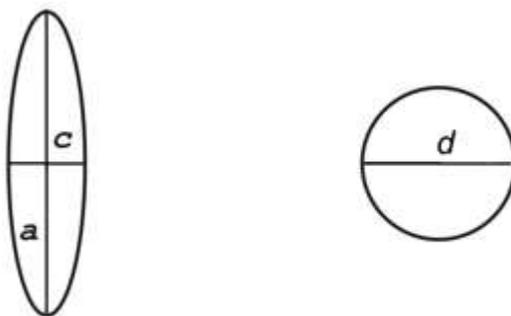


Рис. 15.18. Рисунок к вопросу

Ископаемая фауна

Ископаемой фауны больше, чем оолитов. Существуют различные способы определения величины деформации по ископаемой фауне. Для этого используют круги Мора и т.д.

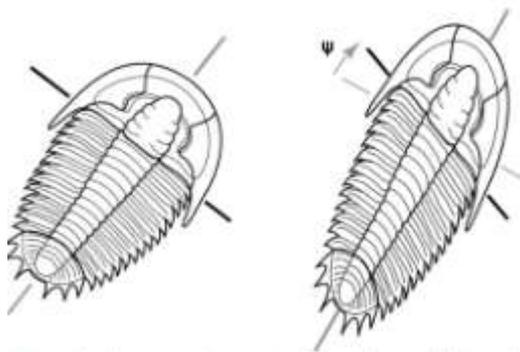


Рис. 15.19. Деформированные трилобиты в образце



Рис. 15.20. Белемниты

Использование трилобитов и брахиопод для измерения деформации в образце удобно, так как эта фауна имеет два взаимно перпендикулярных отрезка. Это используется в методе Велмана.

Метод Велмана (the Wellman method)

Обычно применяется к окаменелостям с перпендикулярными линиями симметрии в недеформированном состоянии.

Метод предполагает, что сначала произвольно рисуется опорная линия. Идентифицируются линии, которые были ортогональны в недеформированном состоянии. Эти пары отрезков прочерчиваются от точки А, затем от точки В до пересечения этих отрезков. Получаются параллелограммы, вершины которых пронумеровываются.

Чтобы построить эллипс деформации достаточно соединить пронумерованные точки.

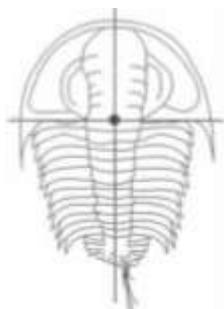


Рис. 15.21. Трилобиты

Рис. 15.22. Брахиоподы

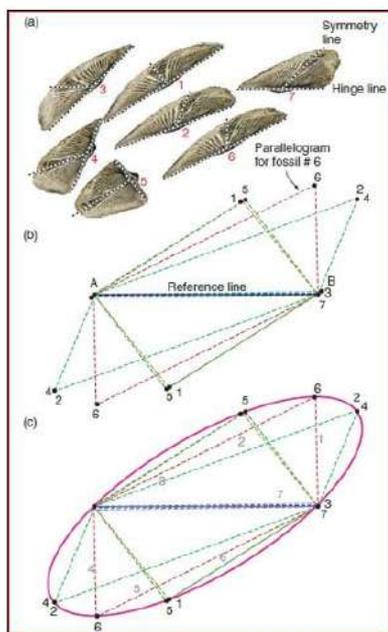


Рис. 15.23. Построение осей по ископаемой фayne

Измерение деформации по объектам, имеющим исходную форму в виде эллипсов или эллипсоидов

Деформированные гальки

Такие объекты, как гальки, тоже имеют исходную эллипсоидную форму. Этот метод называется Метод R_f/ϕ_f .



Рис. 15.24. Деформированные гальки



Рис. 15.25.

Метод R_f/ϕ_f предложил Дж. Рэмзи в 1967 году.

Рассмотрим принцип метода: пусть гальки расположены хаотически. Обозначим отношение длинной и короткой осей галек через R_i , а угол между длинной осью и некоторой опорной линией ϕ_i . В начальном состоянии этот угол произволен.

Отношение осей галек и их ориентировка после деформации изменятся, назовем эти величины, соответственно, R_f и ϕ_f .

Определив множество значений R_f и ϕ_f , можно найти форму и ориентировку эллипса деформации.

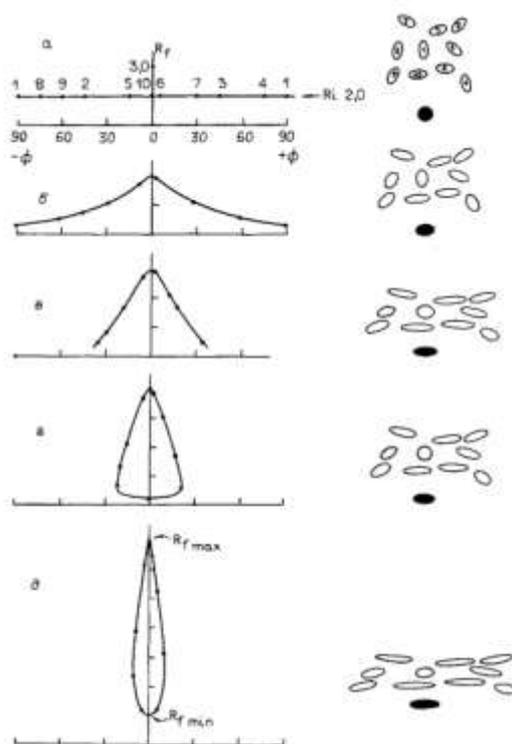


Рис. 15.26. Схематическое описание к методу R_f/ϕ_f

$$R_d^2 = R_{fmax} \cdot R_{fmin}$$

$$k = \sqrt{R_d}$$

В реальности получают облако точек. Подбирают кривую, наилучшим образом описывающую облако, а затем сравнивают со множеством расчетных кривых.

$$R_s = \sqrt{R_{fmax} \cdot R_{fmin}}$$

R_s – отношение осей эллипса деформации.

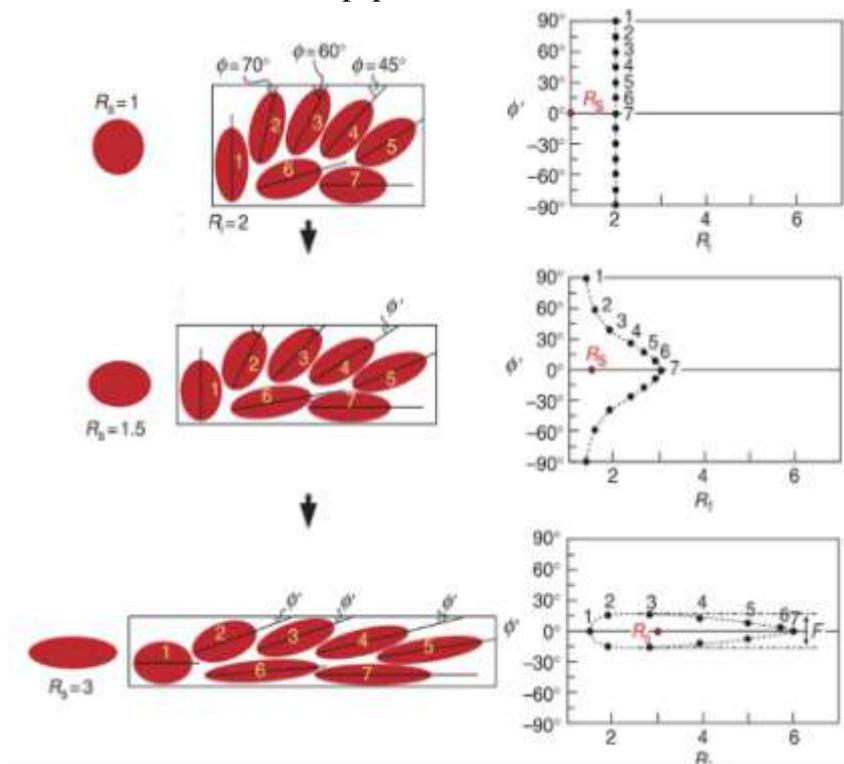


Рис. 15.27. Схематическое описание к методу R_f/O_f

Ограничения метода

Метод применим лишь для тел с постоянным соотношением длинной и короткой осей. Для реальных объектов обычно получают не кривые, а облако точек. 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

В реальных объектах эллиптические тела имеют некоторую предпочтительную ориентировку. Требуется специальный анализ и введение соответствующих поправок. В природе гальки обычно более вязкие, чем матрикс

Изображение стрейна на карте и разрезе показано на рисунке 15.28.

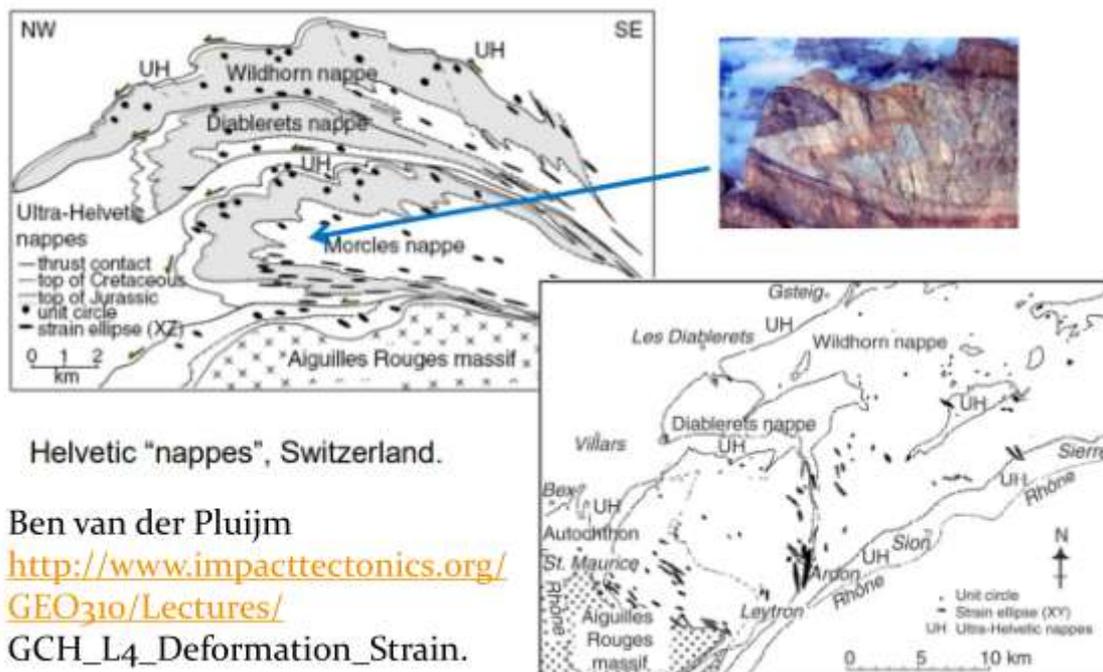


Рис. 15.28. Обобщенное поперечное сечение через западные Гельветские покровы (по Casey and Dietrich, 1997), показывающее эллипсы деформации (XZ-сечения эллипсоида деформации), взятые у вышеупомянутых авторов и Ramsay and Huber (1983). (no Bastida et al., 2014)

15.4. Деформация пачек слоев горных пород

Определение величины продольного укорочения складок

Длина и мощность слоев остается постоянной

В этом случае складки можно просто «распрямить» (любым способом). Отношение длины слоя к его проекции и будет коэффициентом продольного укорочения.

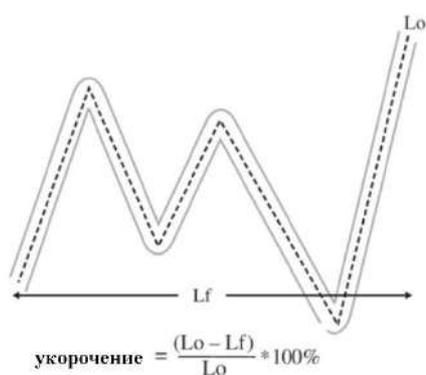


Рис. 15.29. Зарисовка реальных складок

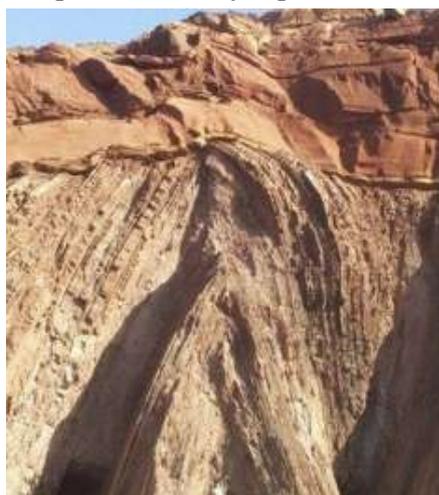


Рис. 15.30. Пример складки, которую можно распрямить

Мощность и длина слоев изменяются

Индикаторы такого изменения:

- увеличение мощности вязких слоев в замках складок;
- наличие кливажа.



Рис. 15.31. Интенсивный кливаж в терригенных толщах с небольшим контрастом вязкости. Большой Кавказ. Фото Н.Б. Лебедевой



Рис. 15.32. Таласский хр. Чередование известняков, карбонатных и филлитовых сланцев. Фото и рис. Н.С. Фроловой

Это складки, подобные по ритму, тип Б. В них имеет место значительная внутрислойная деформация.

Если мощности всех слоев увеличиваются в замках складок, и во всех слоях развит кливаж, значит перед формированием собственно складок слои испытали продольное укорочение. Это происходит при небольшом контрасте вязкости слоев на первой стадии складкообразования. Внутрислойная деформация в этом случае значительна.

В этом случае простое распрямление слоев даст заниженный коэффициент продольного укорочения (иногда в несколько раз).

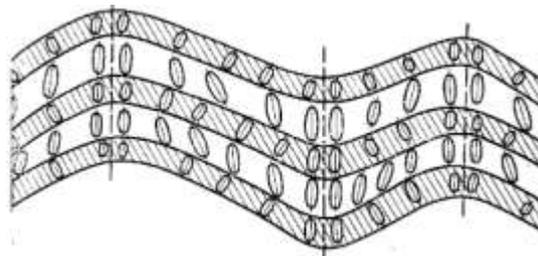


Рис. 15.33. Поле деформаций в складке продольного изгиба, образованной слоями разной вязкости. Результаты моделирования на эквивалентных материалах

Складчатые жилы

Кварцевая жила параллельна слоистости и образовалась до начала собственно складчатых деформаций (А). На первом этапе складкообразования жила смялась в симметричные складочки (В). Во время формирования собственно складки (второй этап) произошел изгиб вязких слоев, а маловязкие (с жилой внутри) приспособивались к этой деформации. Такие жилы можно использовать для определения величины укорочения слоев, смятых в более крупную складку.

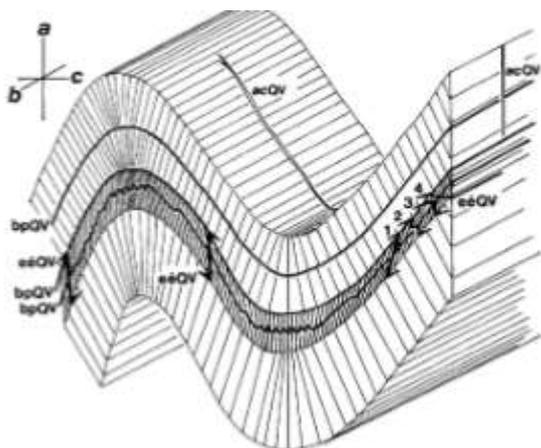


Рис. 15.34. Образование складчатой жилы

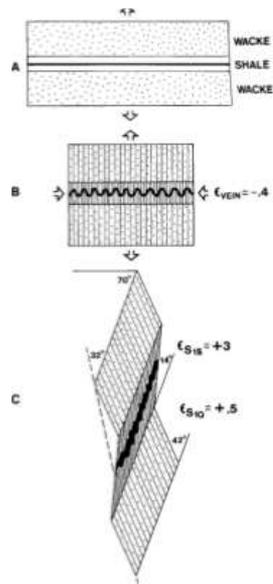


Рис. 15.35. Формирование складчатой жилы

Использование смятых в складочки жил для определения величины деформации

Если просто распрямить складки, одна из которых показана на рисунке справа, коэффициент продольного укорочения K окажется равным примерно 1,5. Но в слоях была найдена складчатая кварцевая жила. K , определенный по этой жиле, оказался близким к 6.

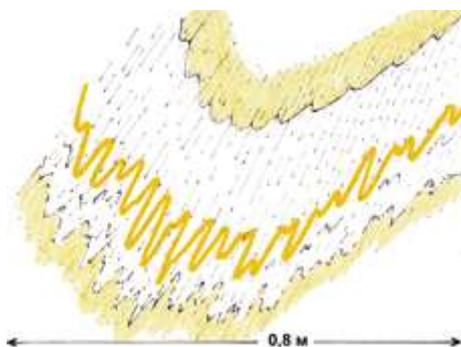


Рис. 15.36. Смятая в сжатые складочки кальцитовая жила. Султан-Уиздаг. Рис. Н.С. Фроловой



Рис. 15.37. Складчатая жила в квиважированных породах (Ramsay, Huber, 1987)

Методы определения величины продольного укорочения в складках в случае изменения мощности слоев в процессе деформации

Определение величины укорочения пачки слоев, смятой в складки

Принцип подхода к определению величины укорочения: если слои испытали однородное укорочение, это выразилось в формировании внутрислойных деформационных структур и текстур. Такую составляющую общей деформации необходимо учитывать.

Общая деформация K (величина, показывающая, во сколько раз укоротились слои) равна произведению k' (отношение длины слоя к его проекции) и k'' (величина внутрислойной деформации, которая может быть установлена методами стрейн-анализа)

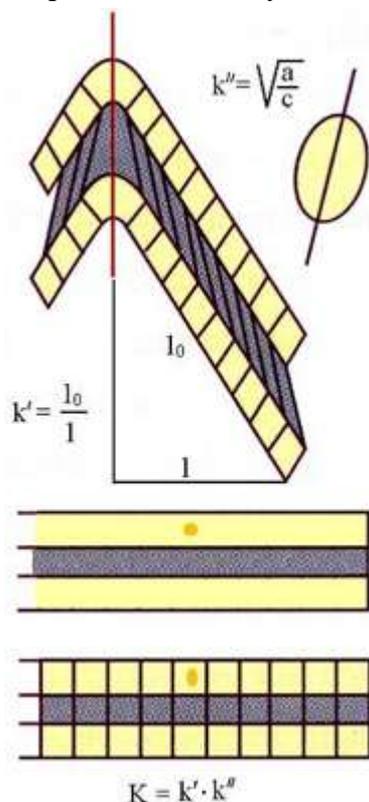


Рис. 15.38. Схематическое решение определения величины укорочения

Метод Рэмси

В методе используется поправочный коэффициент (*F-фактор*).

Один из способов, разработанный Дж. Рэмси, заключается в применении поправочного коэффициента. Его принцип заключается в следующем: длина слоя может быть вычислена как сумма произведений отрезков центральной линии слоя на поправочный коэффициент.

Чтобы вычислить поправочный коэффициент, нужно измерить углы между слоистостью и длинной осью эллипсов деформации (φ) и рассчитать отношения длинной и короткой осей эллипсов (R).

Существуют готовые палетки (Ramsay, Huber, 1987) со значениями φ и R , откуда можно снять значение поправочного коэффициента.

Этот способ можно использовать, если у нас есть данные стрейн-анализа (предполагается также постоянство объема и плоская деформация).

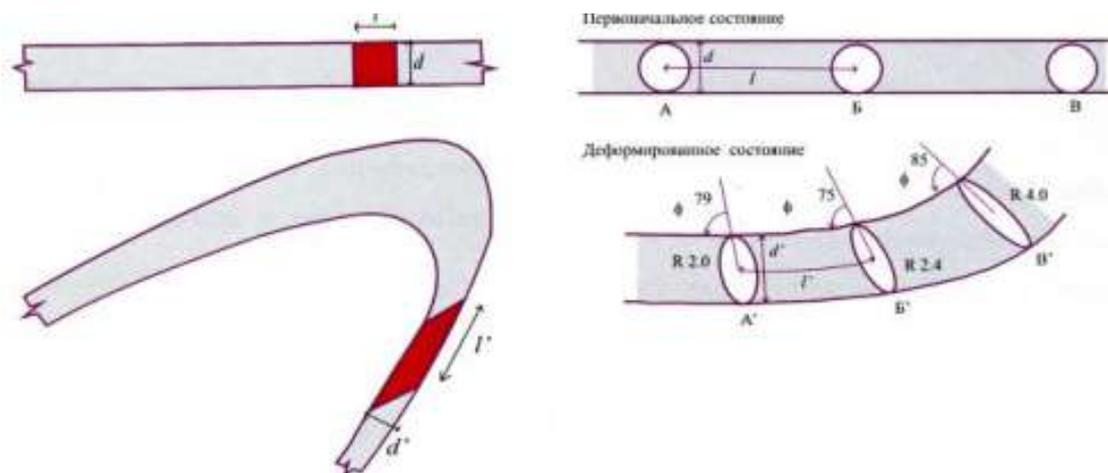


Рис. 15.39. Схематическое решение вычислений по методу Рэмзи (рис. из В.Н. Войтенко, 2007)

Кинематическая модель Ф.Л. Яковлева

В этой модели складчатые деформации осуществляются путем сочетания изгиба и сплющивания. В компьютерной модели выделялись домены. Изгиб=поворот доменов. Осуществлялись малые приращения поворота и сплющивания. Вычисления производились для разных отношений вязкости. При решении прямой задачи были получены складки с разным соотношением мощности слоев в замке и на крыле, и с разным углом наклона крыльев.

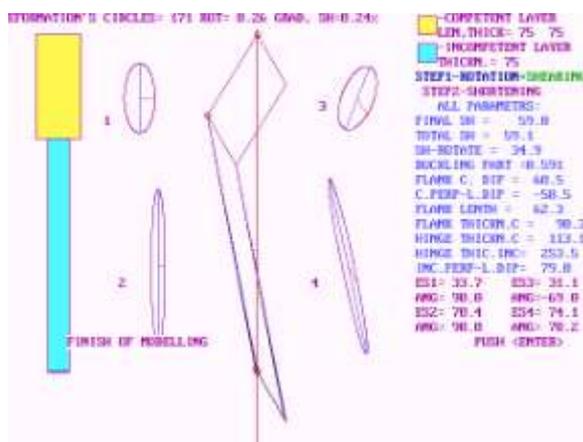


Рис. 15.40. Окно программы

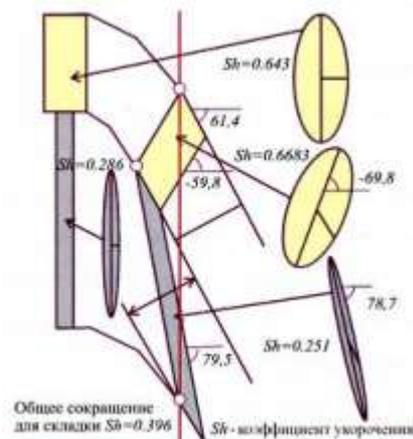


Рис. 15.41. Схематическая карта вычислений

По результатам вычислений построена номограмма "угол наклона крыла складки — отношение мощности компетентного слоя на крыле к его мощности в замке", на которой нанесены изолинии величины укорочения.

Измерив эти параметры в реальных складках, можно нанести их на диаграмму и получить величину укорочения K .

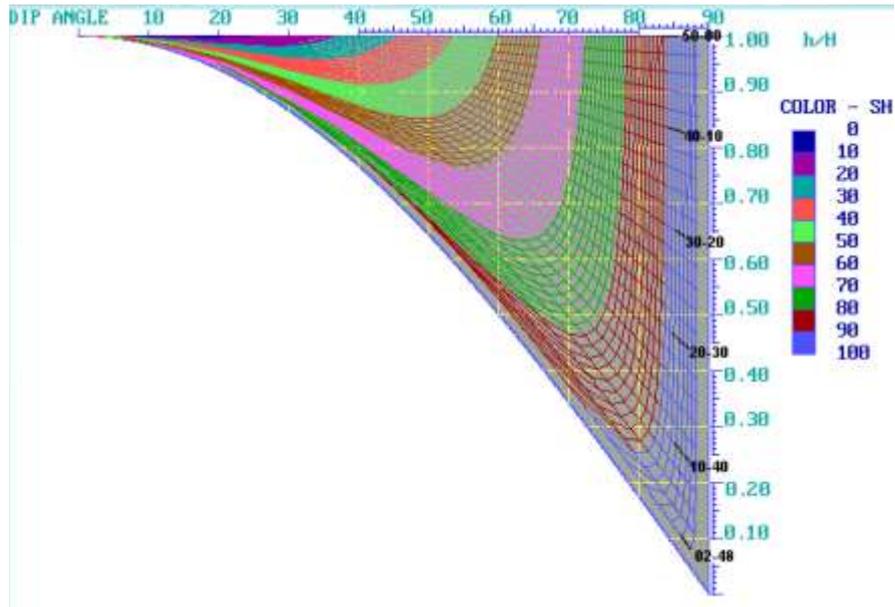


Рис. 15.42. Диаграмма величины укорочения

Лекция 16. Структурные парагенезы обстановки сочетания горизонтального сжатия с горизонтальным сдвигом в горизонтальной плоскости

16.1. Структурный парагенез, характерный для обстановки сочетания горизонтального сжатия и горизонтального сдвига в горизонтальной плоскости в складчатых областях

Наклонные асимметричные складки и сопровождающие их взбросы или надвиги

Взбросы и надвиги формируются в конце этапа складкообразования.

Причины асимметрии складок – наложение на горизонтальное сжатие горизонтального сдвига, которое возрастает с течением времени.

Причины формирования складчатых взбросов и надвигов – переход от стадии изгиба к стадии общего сплющивания, сопровождающегося изменением относительной ориентировки осей деформации. В этой ситуации энергетически выгоднее осуществление деформации путем перемещения по разрывам.

Основной тип разрывов – взбросы и надвиги. Они формируются преимущественно двумя путями:

- а) развиваются на подвернутых крыльях асимметричных складок;
- б) наследуют ослабленные зоны осевых швов

Структурный уровень деформации: уровень слоистых толщ и блоков

Последовательность формирования: складки – надвиги.

Время формирования: конец этапа складкообразования

Примеры складчатых сооружений

Рассмотрим примеры складчатых сооружений, где складки асимметричные, наклонные, осложненные взбросами и надвигами (рис. 16.1 – 16.6).

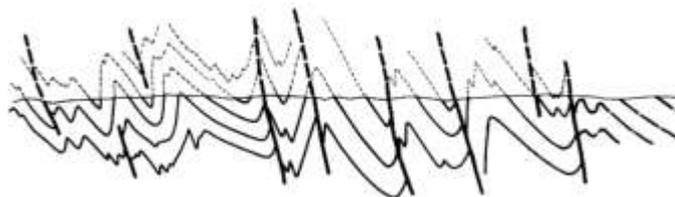


Рис. 16.1. Асимметричные складки в Зилаирской синклинали Южного Урала (по В.В. Эзу)



Рис. 16.2. Геологический разрез через Зилаирский Синклиорий (по Сенченко, 1976)

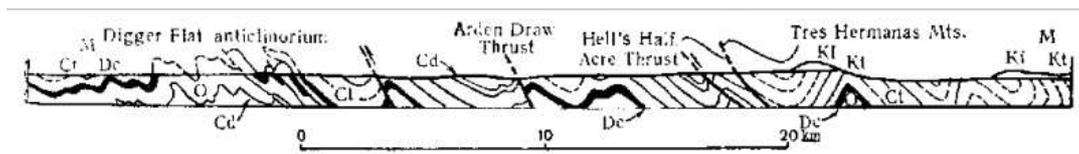


Рис. 16.3. Геологический разрез через Марафонское поднятие (США) (Belousov, 1968)



Рис. 16.4. Геологический разрез СЗ-Каратау (Северный Тянь-Шань) (по Паталахе и Гиоргобиани, 1975)

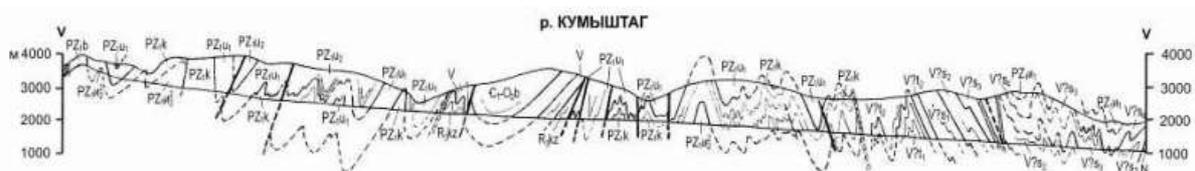


Рис. 16.5. Таласский хребет (Северный Тянь-Шань) (Гончаров, Малюжинец, Фролова)

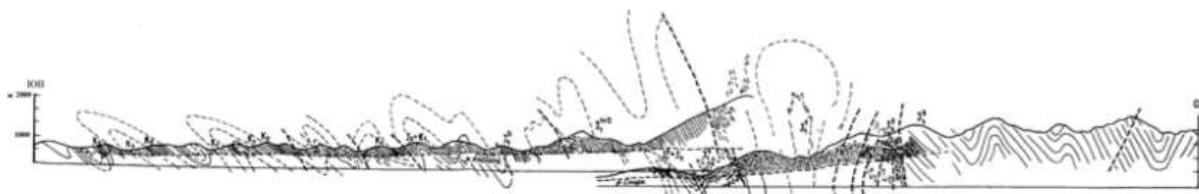


Рис. 16.6. Структурно-геологический разрез через антиклинорий Главного Кавказского хребта (Шолпо и др., 1983)

Линейная складчатость

Все складчатые сооружения, примеры которых были приведены выше, относятся к так называемой линейной складчатости, выделенной В.В. Белоусовым.



Рис. 16.7. Геологическая карта N-45-XV (Кузнецкая котловина, Кемеровская область)



Рис. 16.8. Разрез к геологической карте N-45-XV (Кузнецкая котловина, Кемеровская область)

Рассмотрим карту, сделанную Н.С. Фроловой и ее коллегами: геологическая карта северной части Таласского хребта (рис. 16.9). В этом районе тоже развита линейная складчатость.

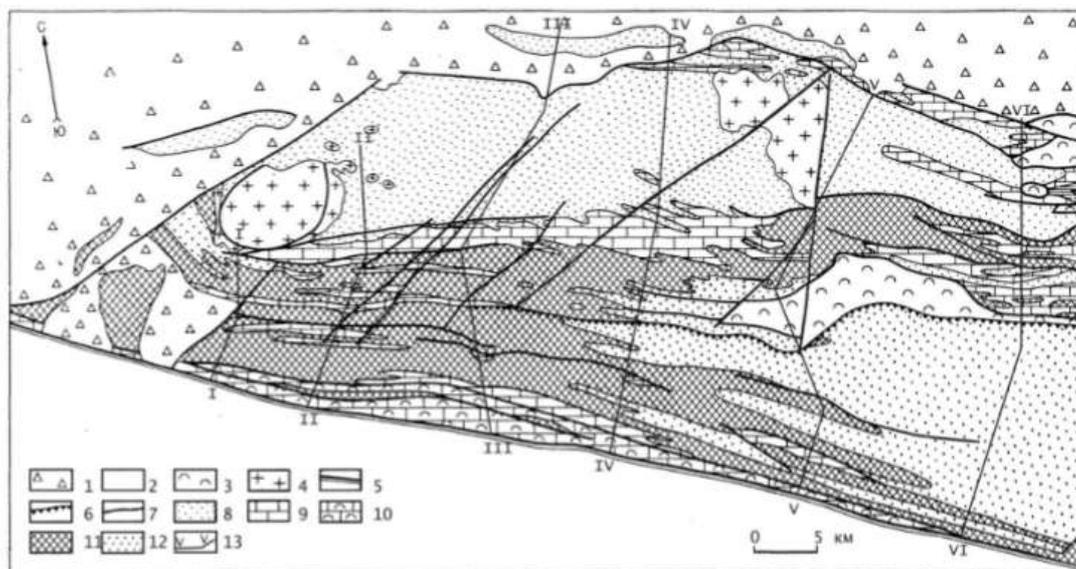


Рис. 16.9. Геологическая карта Северной части Таласского хребта (Северный Тянь-Шань)

Геологические разрезы через складчатое сооружение Северного склона Таласского хребта.

Форма складок и наклон осевых поверхностей постепенно изменяются. Складки осложнены надвигами. Вергентность изменяется постепенной



Рис. 16.10. Геологический разрез через складчатое сооружение Северного склона Таласского хребта



Рис. 16.11. Геологический разрез через складчатое сооружение Северного склона Таласского хребта

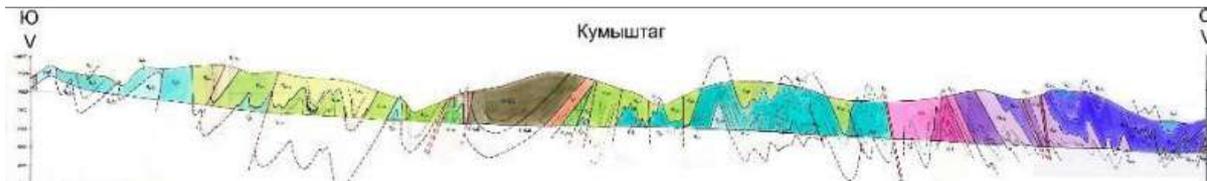


Рис. 16.12. Геологический разрез через складчатое сооружение Северного склона Таласского хребта

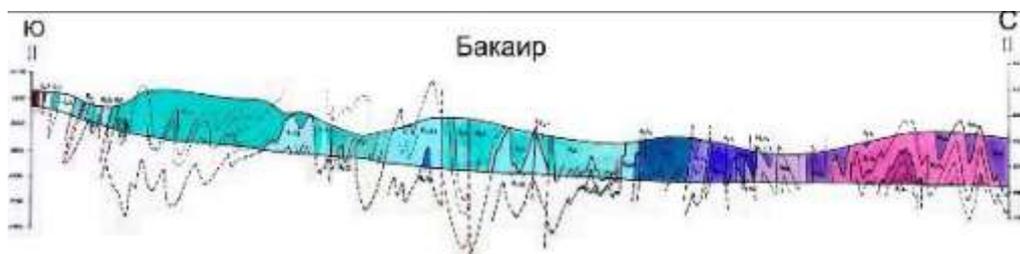


Рис. 16.13. Геологический разрез через складчатое сооружение Северного склона Таласского хребта

Рассмотрим примеры складок, развитые в этой области (рис. 16.14, 16.15).

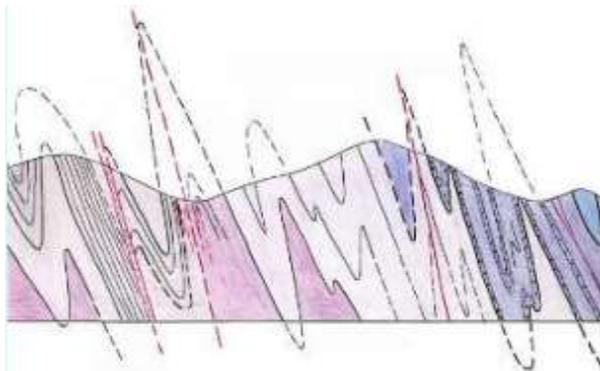


Рис. 16.14. Складки, приуроченные к складчатому сооружению Северного склона Таласского хребта

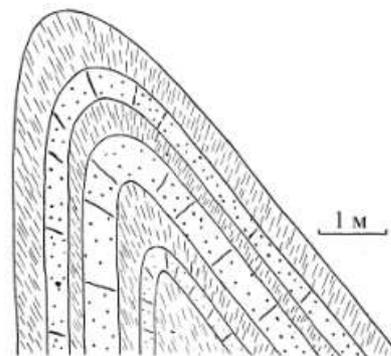


Рис. 16.15. Складки, приуроченные к складчатому сооружению Северного склона Таласского хребта

Характерные черты линейной складчатости:

- линейность в плане;
- субпараллельная ориентировка шарниров в плане;
- слабый наклон шарниров;
- шарниры субпараллельны;
- постепенное изменение вергенции;

- не слишком резкая дисгармония, характер складок изменяется больше по вертикали;
- имеет место слабая и средняя асимметрия;
- взбросы и надвиги, тесно связанные с развитием складок и формируются в конце этапа складкообразования;
- «Правильные» набегающие складки;
- зеркало складчатости имеет плавные очертания;
- складки равномерно заполняют пространство;
- зоны срыва встречаются не часто;
- складки находятся в парагенезе с определенными малыми структурными формами.

Линейная складчатость формируется в результате горизонтального сжатия в сочетании с горизонтальным сдвигом в горизонтальной плоскости.

Представления о причинах этого сжатия были и есть разные, а господствующие модели меняются с течением времени

В пределах складчатых зон этого типа всегда имеют место взбросы и надвиги. Иногда встречаются и покровы, но они не определяют характер этой складчатости

Существует и другой распространенный тип складчатости, в котором важную роль играют покровы: тектонотип – Альпы.

Складчатость Альпийского типа

В Альпах выделяются Пеннинские и Гельветские покровы.

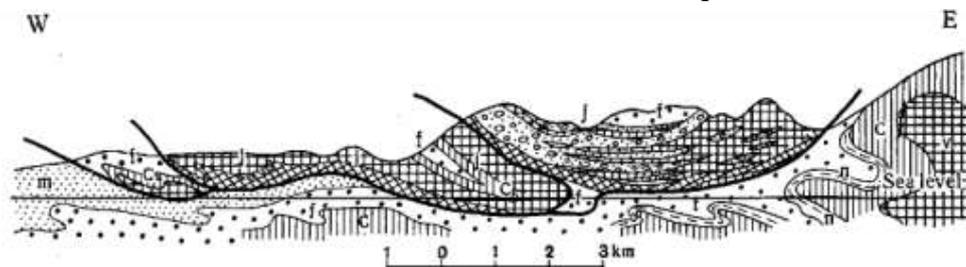


Рис. 16.16. Схематические разрезы Альп Гларуса (руттен, 1972)

Схематические разрезы через Гельветские покровы

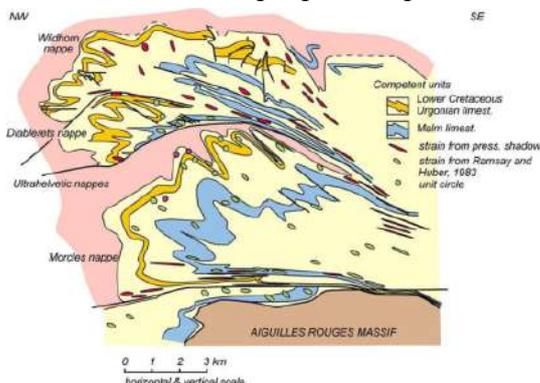


Рис. 16.17. Разрезы через Гельветские покровы



Рис. 16.18. Разрезы через Гельветские покровы

Это так называемые «покровы-складки», по Термье.

Гельветские и ультрагельветские покровы в Альпах

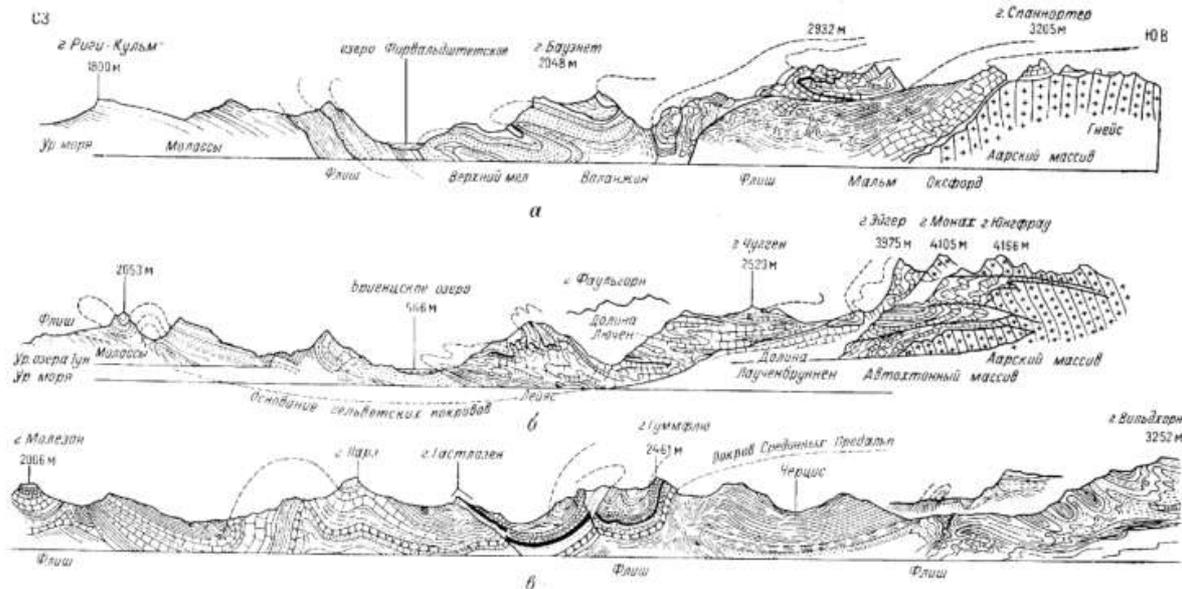


Рис. 16.19. Разрезы северо-западной части Швейцарских Альп, По Р. Штаубу: а - б - Гельветские покровы; в - покровы Вильдхорн, Ультрагельветский и Средних Предальт

Пеннинские покровы – это центральная часть Альп, сложенная метаморфическими толщами.



Рис. 16.20. Складки в гельветских покровых, Швейцария

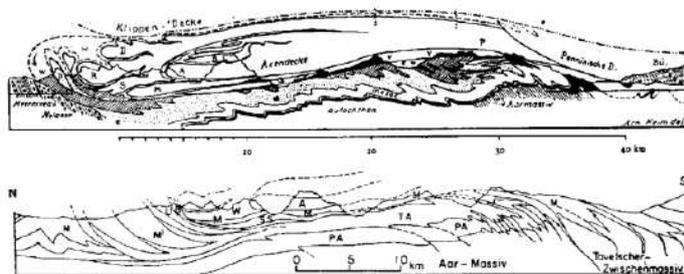


Рис. 16.21. Надвиг во внешней зоне Савойских Альп (Белоусов, 1968)

Гельветские покровы

Образование Гельветских покровов долгое время объяснялось гравитационным оползанием слабо консолидированных толщ со склона растущего Альпийского коллизионного орогена (Белостоцкий, 1977). Однако в 1980-х гг. для этих покровов были получены данные о геометрии складок, значительном увеличении деформации от верха покрова к его подошве и ориентировке эллипсоида конечной деформации (Ramsay,

1981; Dietrich, Casey, 1989). В ансамбле гельветских покровов был выявлен температурный градиент: пластические деформации в подошве ансамбля протекали при температуре 380°C, а в верхней части ансамбля—180°C (Dietrich, Casey, 1989; Herwegh, Pfiffner, 2005).

Все это привело к тому, что в настоящее время гельветские покровы рассматриваются как компоненты крупной и сложнопостроенной шарьяжной пластины (Dietrich, Casey, 1989; Herwegh, Pfiffner, 2005). Эта пластина ограничена надвигами Гларус и Сантис и сложена породами, выдавленными из корневой зоны и перемещенными к северу на расстояния первые десятки километров.

Не стоит сбрасывать со счетов и конвективный механизм формирования этих структур.

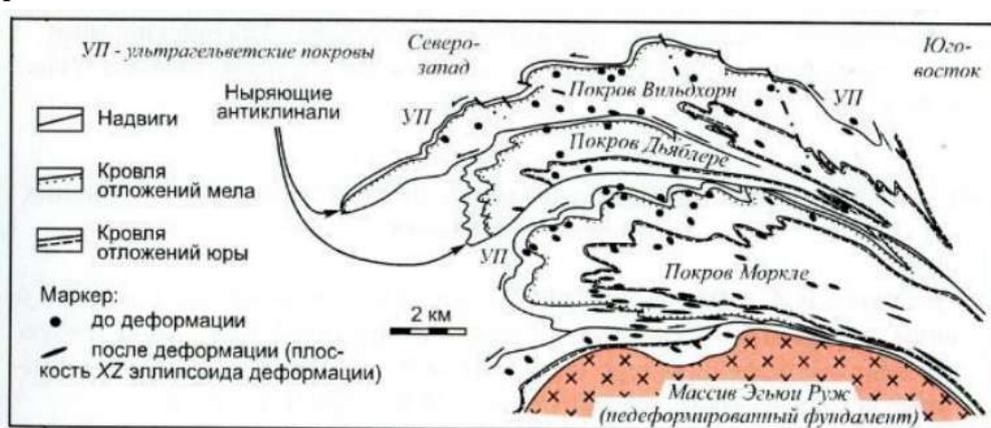
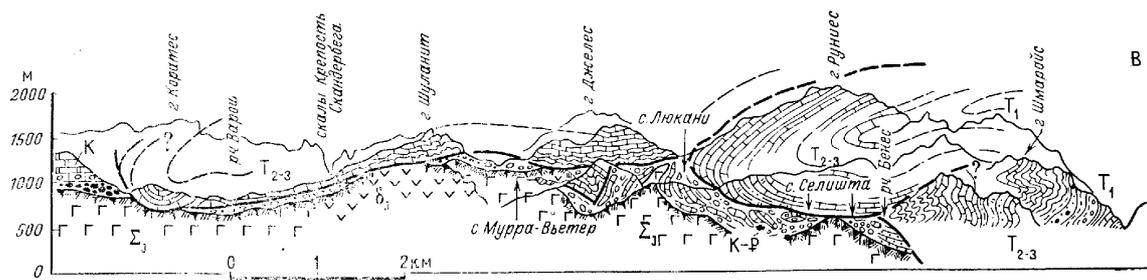


Рис. 16.22. Гельветские покровы

Пример надвиго-складчатой структуры Динарид

Надвиго-складчатая структура Динарид относится к Альпийскому поясу. И.И. Белостоцкий составил структурно-геологические профили. Сложные структуры состоят из лежачих складок, которые могут осложнены более мелкими складками.



Структурно-геологическая схема и обобщенный разрез (по нескольким профилям) района пос. Селишта в Динаридах.

Рис. 16.23. Структурно-геологическая схема и обобщенные разрез (по нескольким профилям) района п. Селишта в Динаридах

Характерные черты складчатости альпийского типа

Для складчатости альпийского типа характерно:

- имеют место покровы-складки;

- складки преимущественно лежачие;
- складки крупные (могут быть осложнены мелкими);
- большая амплитуда перемещения по надвигам (покровам, шарьяжам);
- надвигание одних складчатых комплексов на другие.

16.2. Структурные парагенезы складчатости подводного оползания (Slump Folds)

Характерные черты рассматриваемых складчатых комплексов:

- располагаются между ненарушенными пачками;
- складчатые комплексы подстилаются горизонтом срыва;
- складки наклонные, опрокинутые, лежачие;
- складки часто осложнены надвигами на подвернутых крыльях;
- складчатая структура дисгармонична, иногда – резко дисгармонична.

Крупные структуры, обнаруженные с помощью 3D сейсморазведки

Такие складки стали тщательно изучать после того, как они были обнаружены с помощью сейсморазведки.

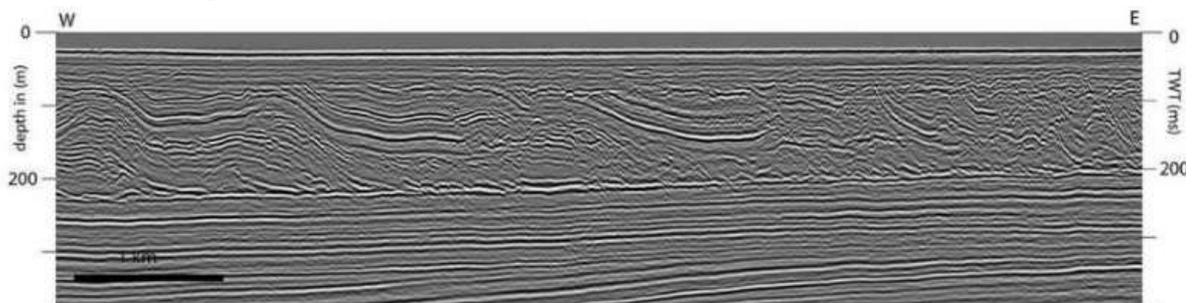


Рис. 16.24. Глубинный разрез. Структуры, обнаруженные сейсморазведкой.

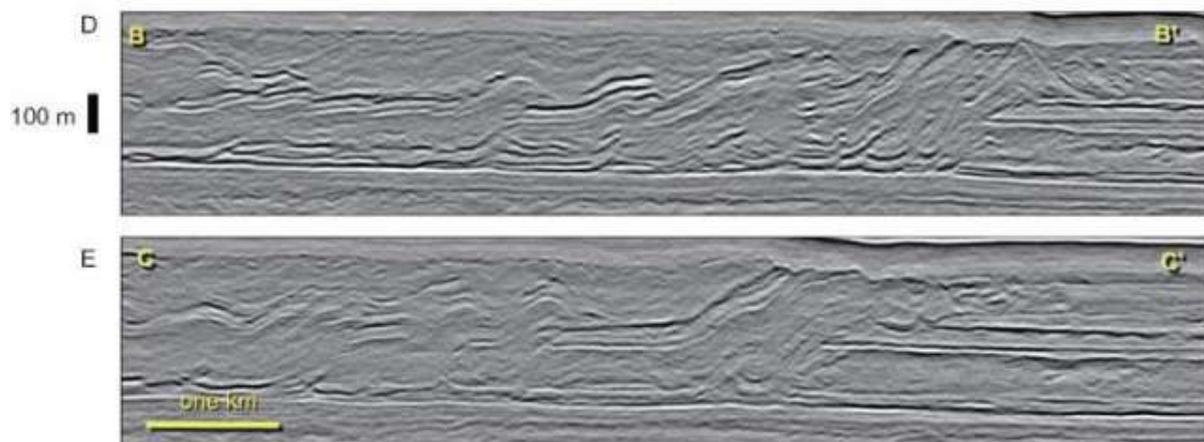


Рис. 16.25. Система складок и надвигов на склоне с подошвенным detachментом (срывом). (Posamentier, Walker, 2006)

На рисунке 16.26 показан вертикальный разрез и слайс данных 3D сейсморазведки.

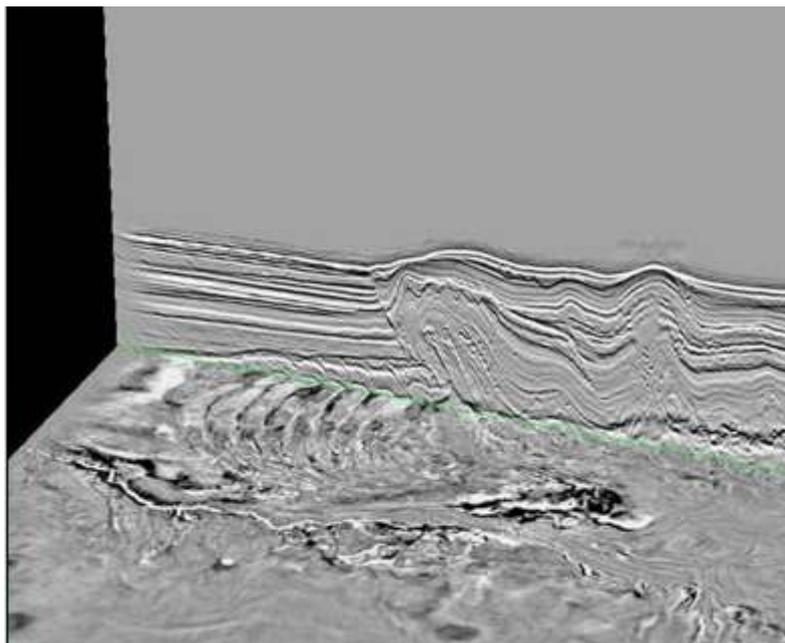


Рис. 16.26. Система складок и надвигов на склоне, образованная отложениями транспорта масс, с подошвенным детачментом (срывом). Сейсмический слайс и разрез к нему. Хорошо видна геометрия разрывов (Posamentier, Walker, 2006)

Крупные оползневые потоки с фрагментами складчато-надвигового строения обнаружены на пассивных окраинах, в дельтах крупных рек и других местах.

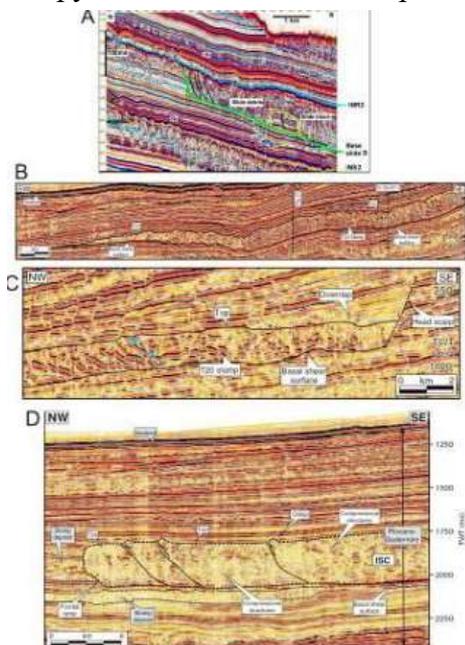


Рис. 16.27. А – фрагмент профиля для района оползневой потока Сторега на континентальном склоне Норвегии. В, С, D – фрагменты

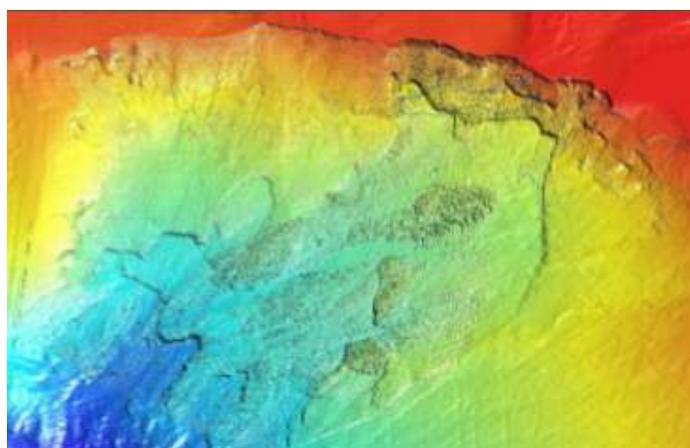


Рис. 16.28. Топография дна с крупным оползневой потоком Сторега на пассивной континентальной окраине Норвегии. Топография склона (Kvalstad et al., 2005)

*профилей для континентального
склона Средиземного моря в
Израиле*

A – фрагмент профиля для района оползневой потока Сторегга на континентальном склоне Норвегии. Это верхняя часть склона, для которого характерно оползание и сопутствующее растяжение (Solheim et al., 2005).

B, C, D – фрагменты профилей для континентального склона Средиземного моря в Израиле (Freu-Martinez et al., 2006). Хорошо видны оползневые потоки (slumps), на “D” четко видны взбросы и структуры сжатия.

Крупные слампы располагаются на пассивных окраинах – чаще всего в подводных дельтах.

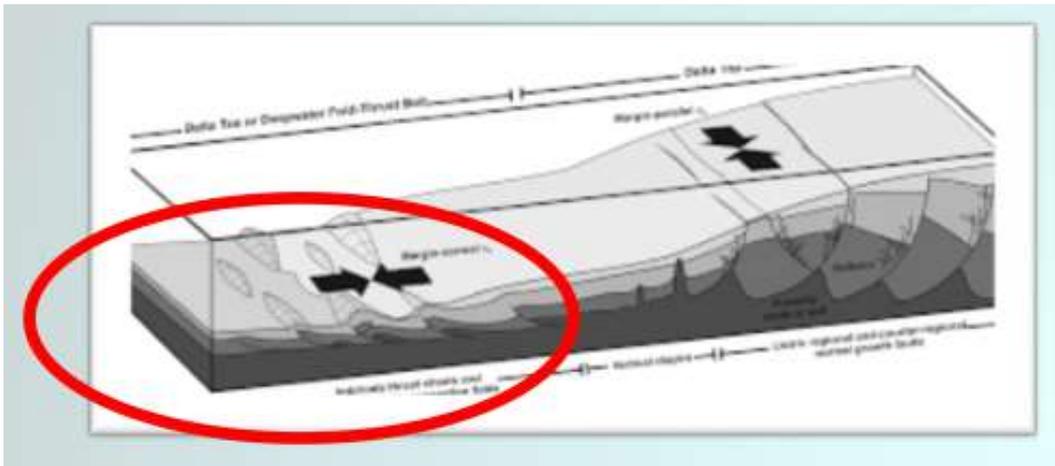


Рис. 16.29. Модель *Fold-Thrust Belt* в дельте реки. Австралия (King, Vaked, 2010)

Обстановка горизонтального сжатия со скашиванием имеет место во фронтальной части сламповой пластины.

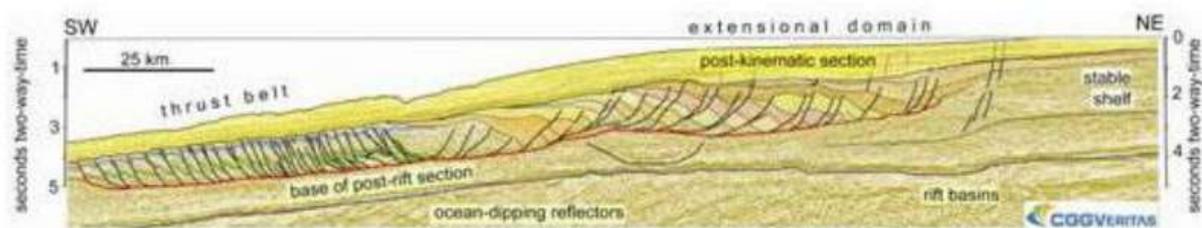


Рис. 16.30. Новая Каледония

Мелкие системы рассматриваемых асимметричных складок и надвигов формируются на склонах различных осадочных бассейнов и даже на склонах дюн.

Обильные ливни на песчаных дюнах могут привести к большим оползням.



Рис. 16.31. Северная Мексика.
Фото N.Lancaster



Рис. 16.32. Слампы в отложениях нижней юры
(отложения субэвральные песчаных дюн).
Плато Колорадо

Все приведенные примеры представляют собой оползни (slumps) на склонах, преимущественно подводных. Они аналогичны оползням на суше (только там нет слоистости). Можно провести также аналогию со сползающими со склонов гор ледниками.

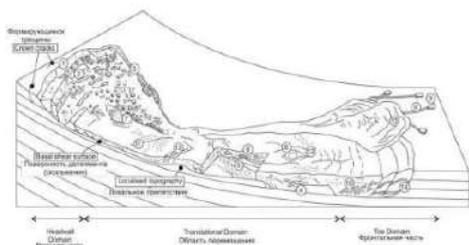


Рис. 16.33. Модель деформаций в отложениях транспорта масс (по Bull et al., 2009 из Никишин и др., 2012)

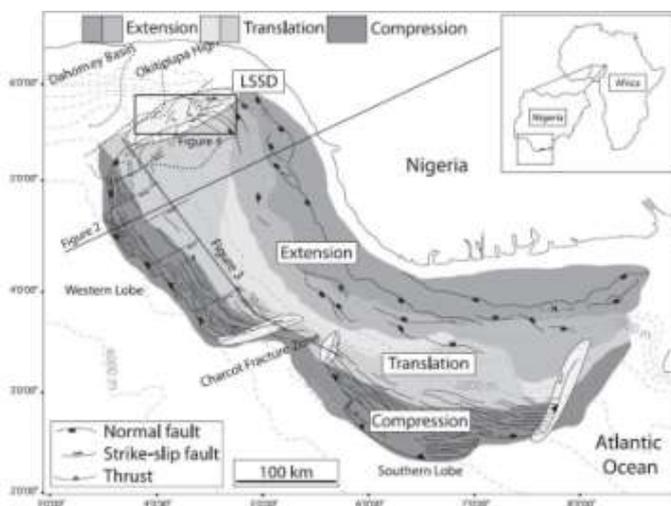


Рис. 16.34. Морская дельта Нигера с выделенными структурными областями (Leduc et al., 2011)

Модель деформаций в отложениях транспорта масс – это схема различных структур, которые образуются (рис. 16.33). В правой части рисунка формируются складки. В этих системах происходит много процессов: перемещение материала в виде обломков, крупных пластин, бывают потоки.

Рассмотрим еще несколько примеров подводно-складчатых областей (рис. 16.35, 16.36).

Подводно-складчатая область (рис. 16.35) – это схематическое изображение образования складок в правой части модели деформаций в отложениях транспорта масс.

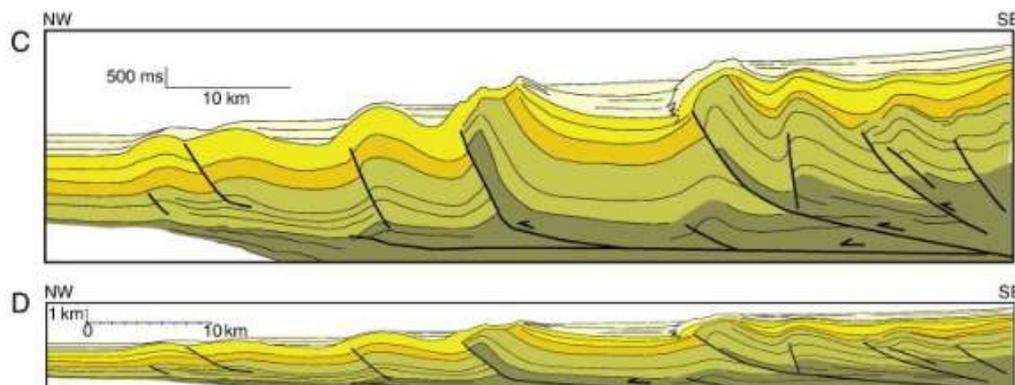


Рис. 16.35. Подводная складчато-надвиговая область (Fold thrust belt) (Morley et al., 2011)

На примере (рис. 16.36) вновь показана на данных моря – небольшие по размеру складки.



Рис. 16.36. Подводно-оползневые складки, сформировавшиеся на небольшой глубине. Мертвое море (Alsop, Marco, 2011)

Слампинг

Слампинг – одна из форм перемещения (транспорта) масс, которая происходит, когда связные массы полуконсолидированного материала или слоев горных пород перемещаются на небольшое расстояние вниз по склону. Перемещение характеризуется скольжением вдоль изогнутой или плоской поверхности.

Причинами *слампинга* служат землетрясения, обильное смачивание, подрезание и слишком высокая нагрузка склона.

Механизм, позволяющий осуществиться сползанию масс по склонам: быстрое накопление осадков. Рост нагрузки. Поровое давление флюидов увеличивается быстрее чем уходит захваченная вода. Избыточно давление флюидов раздвигает частицы пород, обуславливая поведение осадков подобно тиксотропной жидкости.

Во флюидном состоянии осадки сохраняют сцепление, препятствующее разрушению их формы. Осадочные комплексы деформируются во время такого оползания.

Слампинг – только одна из форм транспорта масс на подводных склонах. *Слампингу* могут подвергаться очень большие объемы осадков.

Важно выявлять сламповую складчатость в складчатых и складчато-надвиговых областях и отличать ее от собственно «тектонической» складчатости

Итак, мы рассматриваем складчатость, обусловленную силами гравитации, а конкретно, сползание слоистых пачек или толщ со склонов. Это причина формирования складчатости, но нам важна деформационная обстановка и механизм ее формирования.

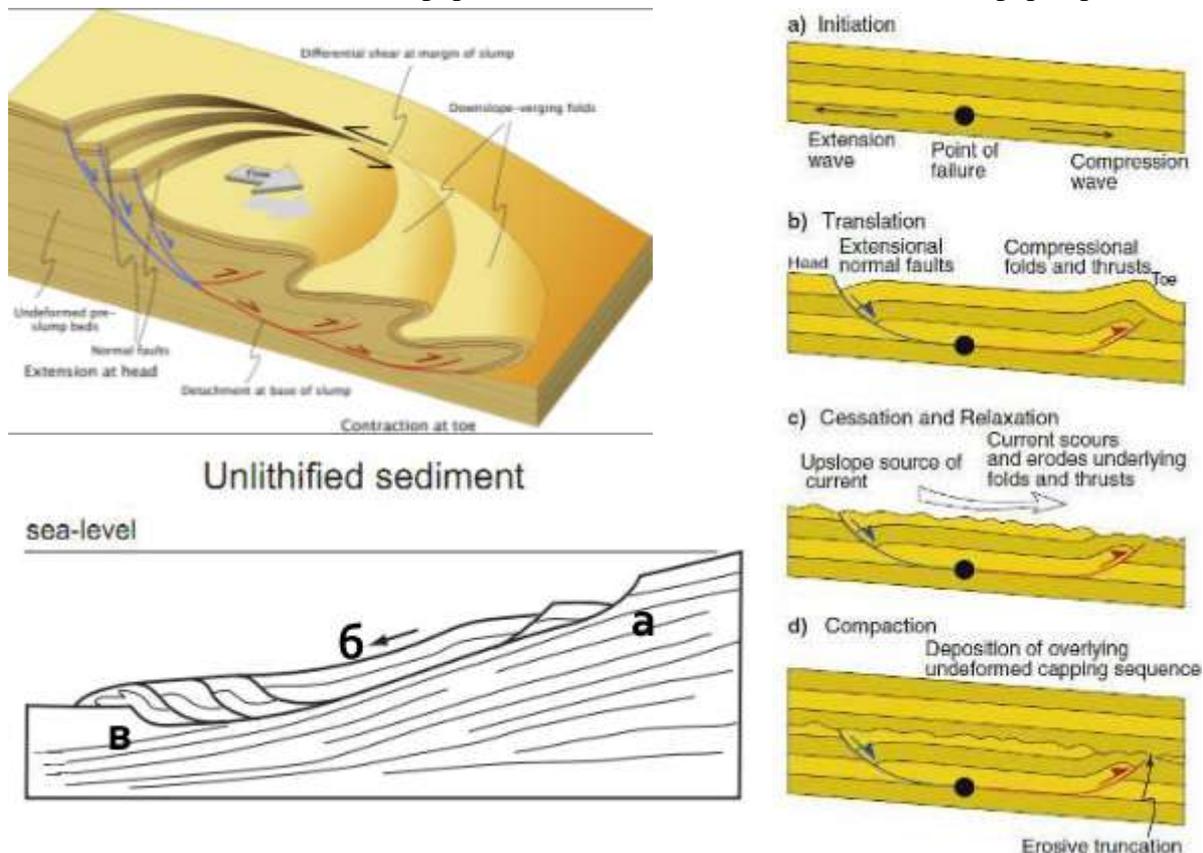


Рис. 16.37. Сламп в поперечном разрезе. Схема: а – зона растяжения; б– зона сочетания горизонтального сжатия с горизонтальным сдвигом в горизонтальной плоскости (скашиванием). Скашивание преобладает; в– зона сочетания горизонтального сжатия со скашиванием. Сжатие преобладает (по Alsop, Marco, 2013)

Зоны растяжения и сжатия могут перемещаться. Это значит, что с образованием зоны сжатия перемещение материала продолжается. Таким образом, зона растяжения может переместиться на эту зону сжатия. Этот процесс развивается во времени.

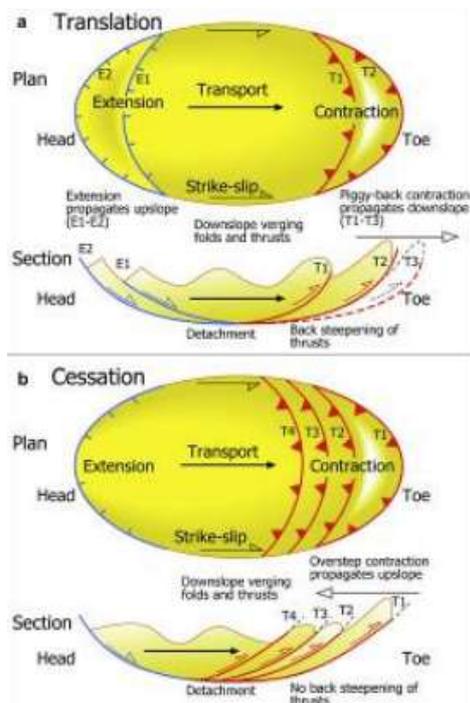


Рис. 16.38. Перемещение зоны растяжения в зону сжатия

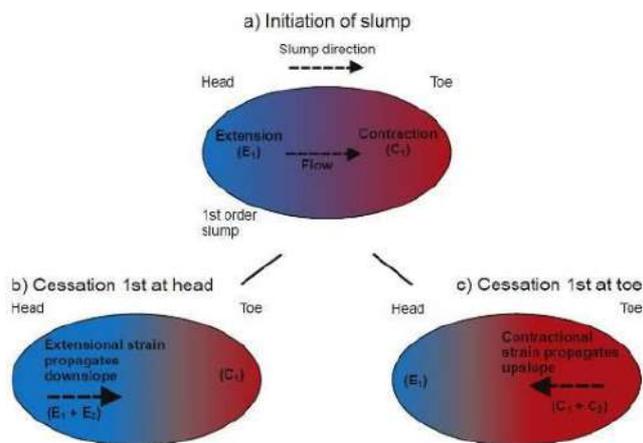


Рис. 16.39. Перемещение зоны растяжения в зону сжатия

Примеры структур в зоне растяжения

Дезинтеграции способствуют процессы разжижения и флюидизации.

Структурами в зоне растяжения могут быть структуры будинажа.

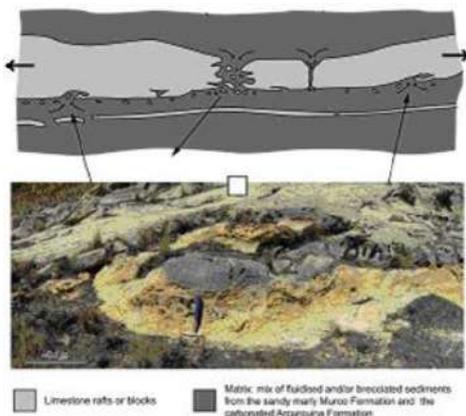


Рис. 16.40. Структуры в зоне растяжения

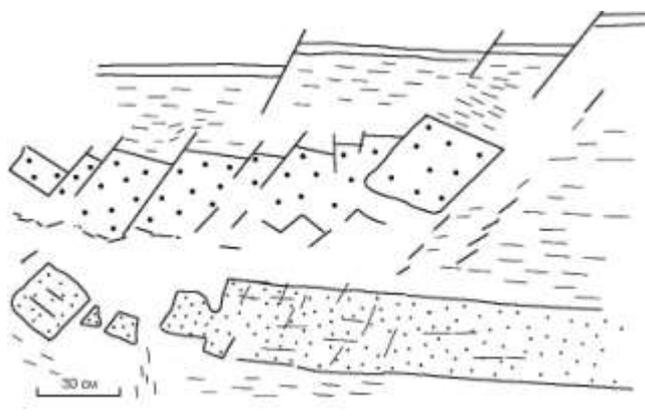


Рис. 16.41. Таврическая серия, Крым

Складки в средней части слампа

Здесь имеет место значительный, но неравномерный простой сдвиг. В этих условиях могут формироваться конические складки. Шарниры таких складок ориентированы по падению склона или косо к нему.

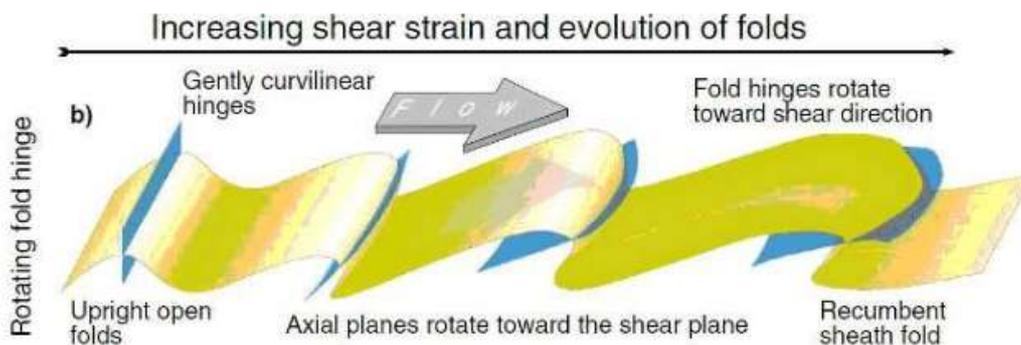


Рис. 16.42. Модель формирования конических складок (Alsop, Marco, 2013)

В средней части слампа бывают и такие складки (рис. 16.43 – 16.46). Процесс формирования показан на рисунках 16.43 – 16.44.



Рис. 16.43. Образование складок в средней части слампа. Этап 1 – начальный этап

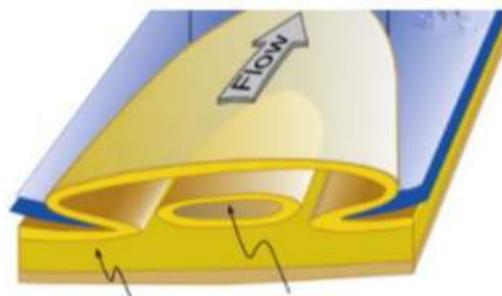


Рис. 16.44. Образование складок в средней части слампа. Этап 2



Рис. 16.45. Складки в средней части слампа



Рис. 16.46. Складки в средней части слампа

Складки в средней и нижней части слампа

Здесь нередко развиваются спиралевидные складки.

Модель формирования спиралевидных складок достаточно понятная: сначала формируется складка и при дальнейшем движении, в нижней части она начинает тормозиться и закручиваться.

Образование спиралевидных складок считается единым этапом.

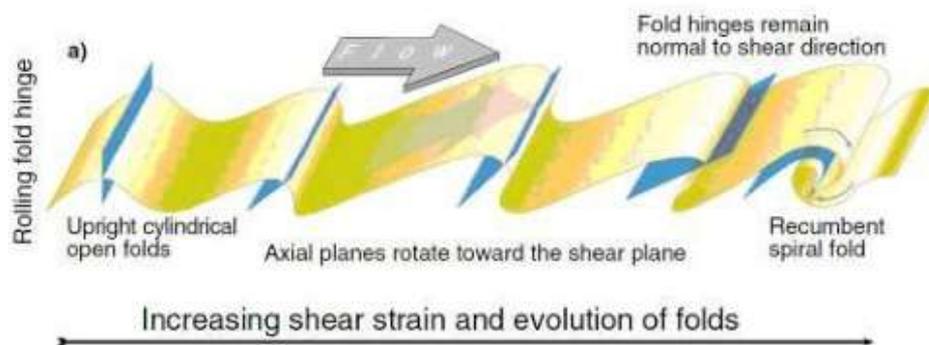


Рис. 16.47. Модель формирования спиралевидных складок (Alsop, Marco, 2013)



Рис. 16.48. Спиралевидная складка



Рис. 16.49. Складки, смятые в складки (спиралевидные складки). Бухта Лазурная. Крым. Фото Н.С. Фроловой

Структуры, которые могут развиваться при прогрессивной деформации в теле слампа (no Alsop, Marco, 2011)

В процессе образования новых структур сначала образуются сильно асимметричные складки (рис. 16.50 – 16.51) на повернутых крыльях.



Рис. 16.50. Исходные складки

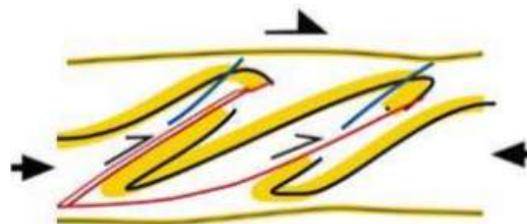


Рис. 16.51. Образование сильно асимметричных структур

Одна система складок может напозднее на другую (рис. 16.52). На рисунке 16.53 показано, что после образования новых складок сверху может откладываться осадочная толща. Так как слои мягкие, они начинают раздавливаться этой осадочной толщей. В этот момент образуются грибообразные складки.

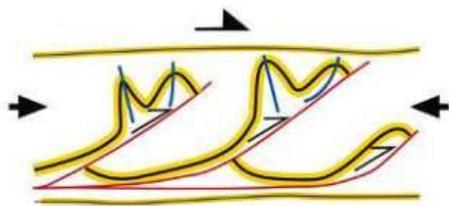


Рис. 16.52. Наполнение одной системы складок на другую

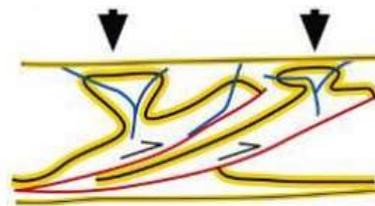


Рис. 16.53. Процесс отложения осадочной толщи сверху складок

Примеры таких складок были найдены в Крыму (рис. 16.55).



Рис. 16.54. Мелкие складки, осложненные надвигами. (Hwan Yuun et al., 2019)



Рис. 16.55. Грибообразная форма складки. Таврическая серия. Крым. Фото А.В. Муровской

Ориентировка шарниров складок в слампах

При линейной складчатости шарниры параллельны. В сламповой складчатости разброс ориентировок должен быть очень большим.

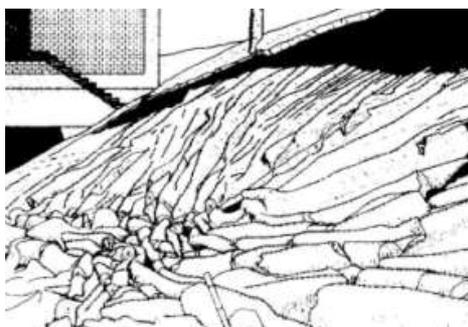


Рис. 16.56. Снежный сламп, сформировавшийся на крыше кампуса (Lajoie, 1972)

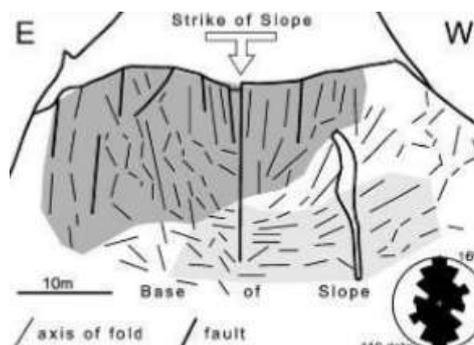


Рис. 16.57. «Природный эксперимент». Здесь показана ориентировка шарниров складок в «снежном слампе» (Lajoie, 1972)

На примере ледника (рис. 16.58) видно, что шарниры параллельны основанию склона, в боковых частях – они ориентированы косо. В центре ориентировка шарниров подобна той, что показана на дислокационной модели (рис. 16.59).

Позже появилось исследование Lajoie – это был природный эксперимент (рис. 16.57). Lajoie обратил внимание, что на крыше некоторого строения образовался

снежный сламп. Он сфотографировал, сделал рисунок по фотографии и замерил все шарниры складок. В результате получилась схема.



Рис. 16.58. Ориентировка шарниров складок в движущемся вниз по склону леднике

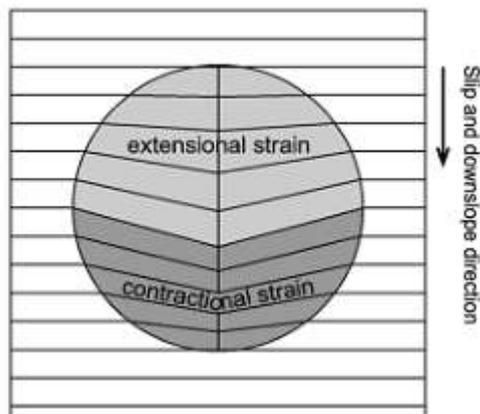


Рис. 16.59. Дислокационная модель (по Ortner, 2007)

Причины различной ориентировки шарниров в разных частях слампа

Для основания слампа характерно укорочение, вызванное торможением по склону. Главные структурные формы — цилиндрические складки, нарушенные многочисленными сингенетичными разрывами, а также взбросами и надвигами. В основании шарниры складок ориентированы перпендикулярно направлению падения склона, а вергентность этих складок показывает направление транспорта масс.

В промежуточной зоне преобладает укорочение с большой сдвиговой компонентой, благодаря чему широко распространены конические складки. Осевые поверхности этих складок ориентированы вниз по склону

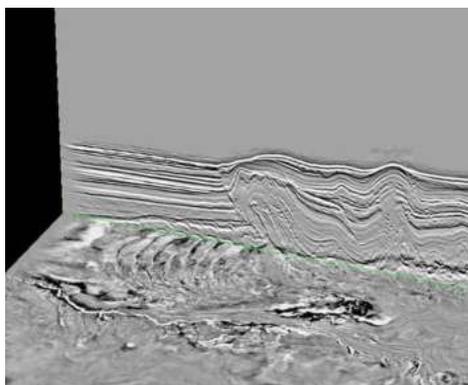


Рис. 16.60. Оползневой поток по сейсмическим данным (Posamentier, Walker, 2006)

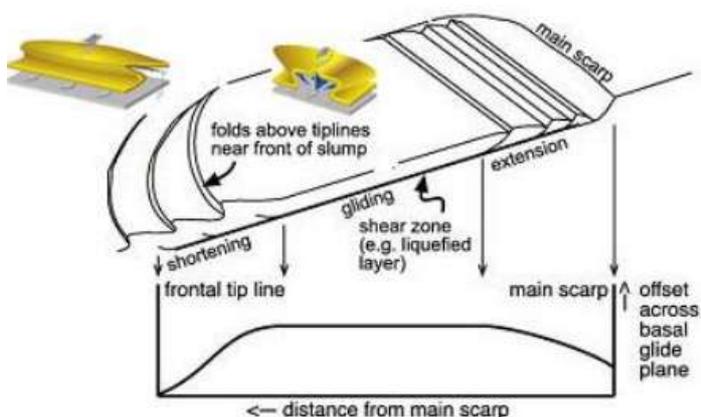


Рис. 16.61. Схема (Ortner, 2007) с дополнениями по (Alsop, Marco, 2011)

Характерные черты структурного парагенеза гравитационной подводно-оползневой складчатости

Характерными чертами структурного парагенеза гравитационной подводно-оползневой складчатости являются:

- Чередование в разрезе складчатых участков (сламповых пластин) с пачками параллельно залегающих слоев.
- Наличие срыва в основании слампа.
- Наличие зональности в сламповой пластине (зоны растяжения, транспорта и сжатия с характерными структурными формами).
- Сочетание складок со структурами деформации мягких осадков, сформировавшимися на месте (например, flame structures).
- Отсутствие структурных парагенезов, присущих консолидированным осадкам
- Наличие некоторых характерных только для мягких осадков складчатых форм.
- Резкая дисгармония складок, не связанная с о свойствами деформируемых пачек. Резкое изменение наклона осевых поверхностей складок.
- Асимметрия складок, вплоть до ее крайней степени. Сочетание асимметричных складок со взбросами и надвигами.
- Разнообразная ориентировка шарниров складок.

Структурный парагенез сочетания горизонтального сжатия с горизонтальным сдвигом в горизонтальной плоскости

Такой структурный парагенез – это все без исключения складчатые области (пока были рассмотрены внутренние части этих областей), однако соотношение сдвига и сжатия в них разное. В любом случае структурообразование начинается с формирования складок:

- подводно-оползневая складчатость
- складчато-надвиговые области внешних частей складчатых сооружений (fold-thrust belts), но там деформация осуществляется иначе.

Определение величины укорочения по геологическим разрезам

Метод Ф.Л. Яковлева (2017)

Следует иметь ввиду наличие иерархии структур различного порядка, в которой объекты каждого уровня (размера) обладают собственными морфологическими характеристиками, а кинематические модели их формирования, соответственно, требуют различных методов определения значений укорочения. Основным объектом для предлагаемого способа балансировки профиля является "складчатая область" размером 0,2-1 км. Она объединяет несколько складок одинаковой морфологии, деформация которых описывается деформацией эллипсоида (эллипса).

Используя некоторые кинематические операции ретродеформации, эллипс возвращается в состояние окружности, а слоистая среда исследуемой области – в свое горизонтальное состояние. Дальнейшее объединение таких доскладчатых областей формирует доскладчатое состояние всего профиля и его частей, что позволяет определить величину его укорочения.

Процедура восстановления доскладчатого состояния одного складчатого домена состоит из трех последовательных кинематических операций: (1) поворот домена до горизонтального положения исходной слоистости, (2) горизонтальный простой сдвиг до вертикального положения осевой плоскости и (3) горизонтальное удлинение или чистый сдвиг до "выпрямления" складок (см. рис.). Все операции изменяют наклон и длину сегмента линии профиля. В результате в горизонтально-слоистой среде сегмент линии сечения в домене приобретает другой наклон и длину. Последовательное сложение всех

областей с учетом смещения вдоль разломов позволяет составить общее доскладчатое состояние вдоль исследуемого поперечного сечения (см. рис.).

В результате преобразований:

1. Исходный эллипс становится кругом.
2. Отрезок линии профиля в доскладчатом состоянии домена приобретает другую длину и наклон относительно исходной слоистости.

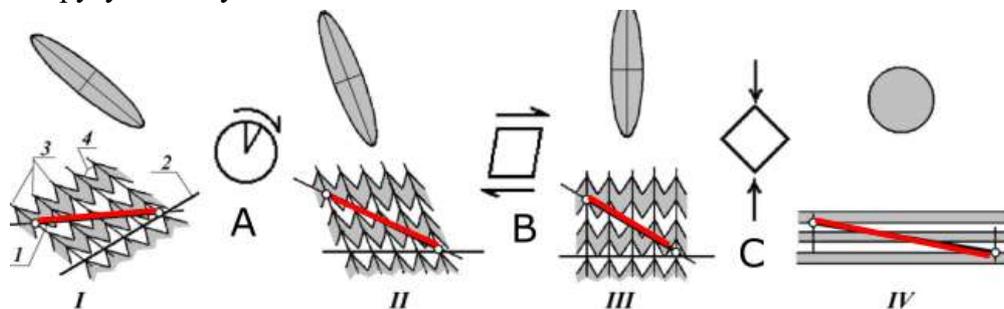


Рис. 16.62. Схематическое изображение четырех этапов преобразований

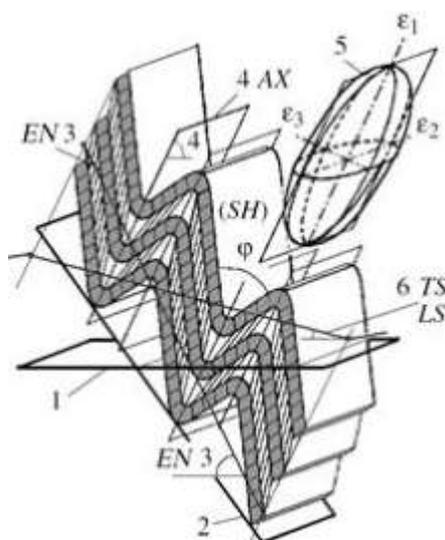


Рис. 16.63. Схематическое изображение операций

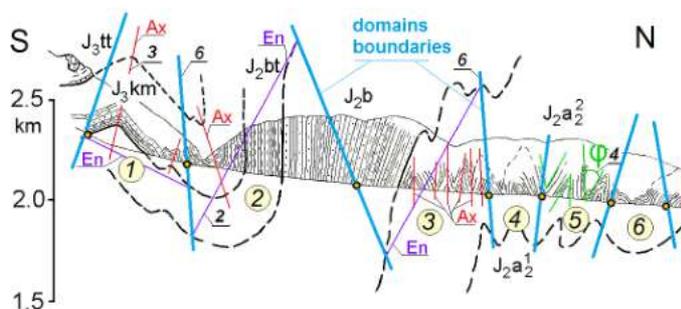


Рис. 16.64. Метод построения разрезов, сбалансированных по объему осадочного чехла

Последовательность операций:

- A – поворот;
- B – горизонтальный простой сдвиг;
- C – растяжение.

Существует специальная программа Ф.Л. Яковлева (2017), в которой были проделаны все эти операции (рис. 16.65 – 16.68).

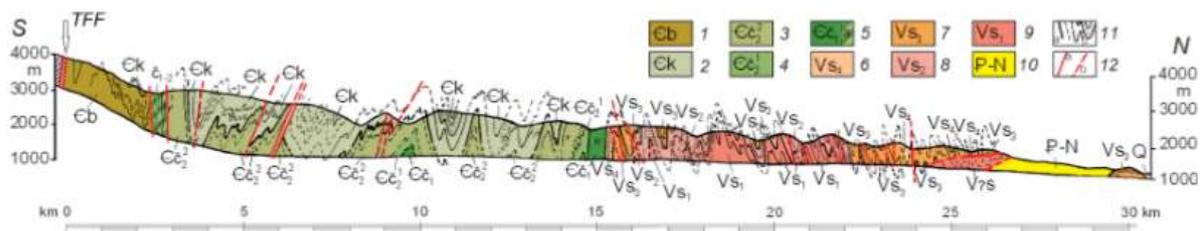


Рис. 16.65. Геологический разрез по р. Шильбилисай, Таласский хр. Северного Тянь-Шаня (по А.Г. Малюжину и Н.С. Фроловой)

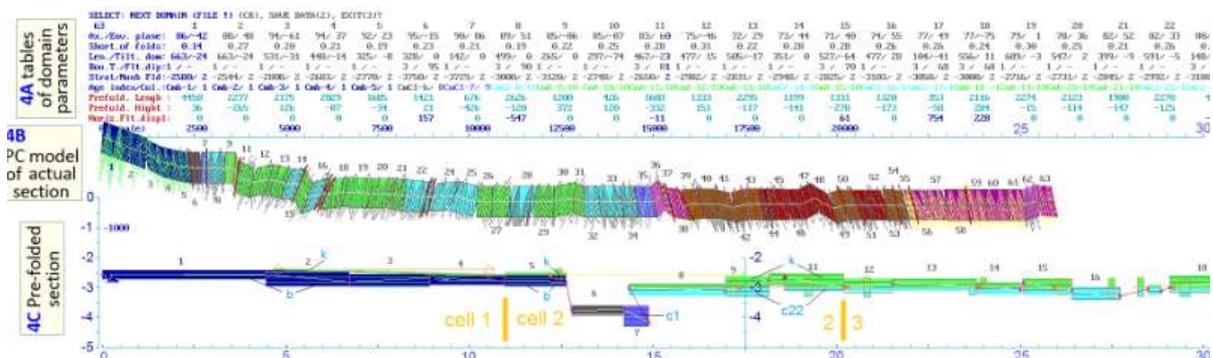


Рис. 16.66. Результат действий, выполненных с использованием программы (Ф.Л. Яковлев)

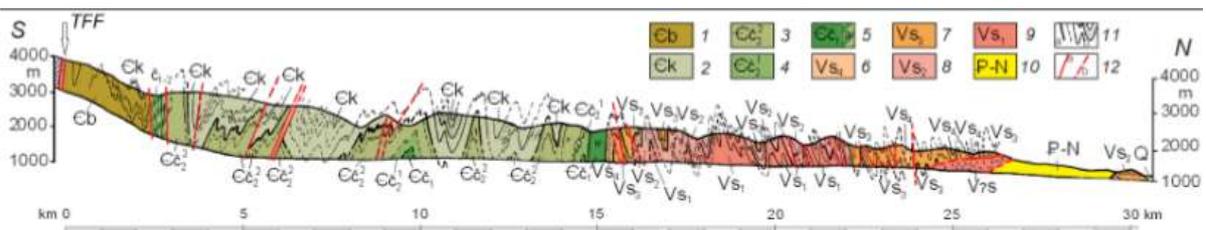


Рис. 16.67. Северный склон Таласского хребта 3,8-5,5 (в среднем 4,6) (по Ф.Л. Яковлеву)

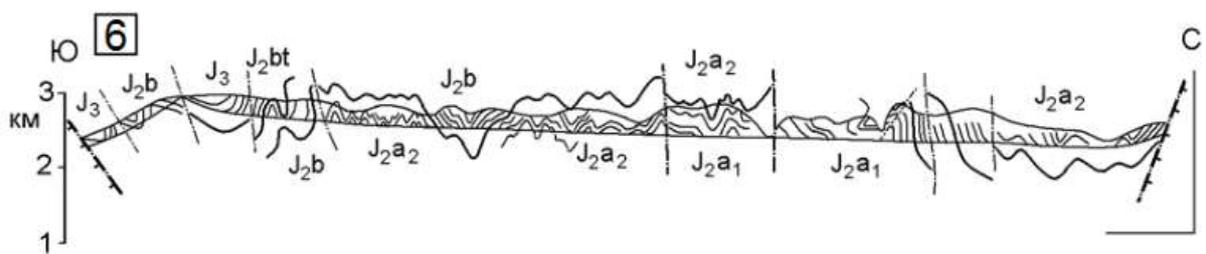


Рис. 16.68. Большой Кавказ 0,9-3 в среднем 2,0 (Яковлев, 2015)



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ФАКУЛЬТЕТ
МГУ ИМЕНИ
М.В. ЛОМОНОСОВА

teach-in
ЛЕКЦИИ УЧЕНЫХ МГУ