

ОСОБЕННОСТИ ДЕФОРМИРОВАНИЯ И РАЗРУШЕНИЯ АРГИЛЛИТОВ И АЛЕВРОЛИТОВ

Наведені дані про особливості деформування і руйнування гірських порід, до складу яких входять глинисто-слюдисті мінерали.

В толще карбона Донбасса преобладают аргиллиты и алевролиты, достигая по мощности 60-70%. По сравнению с другими породами осадочной толщи аргиллиты и алевролиты имеют ряд особенностей состава и строения, поэтому обладают, как правило, худшими физико-механическими свойствами. При ведении горных работ с ними связано ряд нежелательных явлений - пучение почвы и внезапные обрушения кровли.

В работе приводятся данные об испытаниях аргиллитов и алевролитов в объемном поле сжимающих напряжений на установке неравнокомпонентного трехосного сжатия конструкции ДонФТИ НАН Украины [1]. Показаны особенности деформирования и разрушения этих пород, приводящие к аномальным геодинамическим явлениям (внезапным обрушениям и вывалам).

Алевролиты и аргиллиты образуются при окаменении песчано-пылеватых и глинистых пород вследствие их уплотнения, повышения температуры, кристаллизации коллоидов. В зависимости от гранулометрического состава они могут быть песчаными, пылеватыми или глинистыми, однако гораздо большее значение на прочностные показатели алевролитов и аргиллитов оказывает состав и тип цемента.

В зависимости от цемента алевролиты и аргиллиты образуют обширный ряд последовательных переходов от слабопрочных разностей, близких по своим свойствам к плотным глинам, до окварцованных пород, прочность которых на одноосное сжатие превышает 100 МПа.

В Красноармейском регионе их прочность колеблется от 20 до 60 МПа. Объясняется это четко выраженной слоистостью тонкозернистых пород, высокой анизотропностью свойств, различием состава, структуры и текстуры, цементационных связей.

Аргиллиты относятся к глинистым породам, занимающим промежуточное положение между породами обломочного и химического происхождения. В их составе наряду с обломочными частицами содержатся тонкодисперсные, размером менее 0,002 мм. По составу глинистых минералов аргиллиты могут быть каолиновые,

гидрослюдистые, монтмориллонитовые. Между собой эти минералы отличаются строением кристаллической решетки. Каолиниты имеют континентальное происхождение (озерные, болотные, речные, опресненных лагун). Гидрослюдистые могут быть как континентальными, так и морскими. Монтмориллонитовые – имеют морское происхождение. Глинистые минералы – это высокодисперсные и относительно стабильные соединения групп водных силикатов слоистого, цепочечно-слоистого или слоисто-ленточного строения, образовавшихся в процессе химического выветривания. На базальных поверхностях преобладают адсорбционные центры относительно катионов и молекул воды. Частицы каолинита представляют собой шестиугольные чешуйки размером от 0,3 до 4 мкм и толщиной от 0,05 до 2 мкм. Монтмориллонит – беспорядочная масса чрезвычайно малых частиц размером 0,02-0,2 мкм и толщиной 0,002 мкм.

При разрушении горных пород отмечается явная особенность фрактальных размерностей на макроуровне. В алевролитах и аргиллитах характерные размеры блоков в одном из направлений существенно больше. Среднее значение коэффициента формы алевролитов изменяется в диапазоне 1,46-1,95, аргиллитов – 1,52-1,65. Коэффициент блочности (отношение средних размеров частиц двух циклов разрушения) колеблется: для алевролитов в диапазоне 2,49-2,87; аргиллитов -2,09 – 3,16. Фрактальность наблюдается и на микроуровне [2].

Особенностью поведения аргиллитов и алевролитов при деформировании и разрушении в объемном поле сжимающих напряжений является отсутствие в ряде случаев дилатансии.

В геомеханике представление о дилатированном состоянии горной породы при нагружении ее выше порога длительной прочности настолько утвердилось, что объяснить ее отсутствие практически невозможно. Дилатансия считается основным предвестником разрушения.

По данным [3], дилатансия – это нелинейное разуплотнение среды за счет образования трещин сдвига вследствие превышения наибольшими касательными напряжениями некоторого порога.

В [4-6] авторы считают, что дилатансия – увеличение объема испытываемых образцов горных пород при их разрушении связано с образованием в них микротрещин. В [7] авторы указывают две причины дилатансии: образование субмикроскопических трещин и перемещением смежных поверхностей макроразрывов сплошности относительно друг друга. Причем, авторы считают, что преобладает второй механизм разрыхления породы, реализация которого определяется возможностью накопления упругой энергии в допредельной части.

Опираясь на дилатонно-фононную модель разрушения [8-10], авторы пришли к выводу, что остаточная объемная деформация в горных породах обусловлена образованием субмикроскопических трещин, приводящих к увеличению относительных деформаций в направлении,

перпендикулярном действии максимального сжимающего напряжения. При этом показано, что значения остаточной поперечной деформации превышают расчетные в 1,63-2,65 раза. Авторы разделяют процесс разрушения на два этапа: подготовительный и катастрофический. На первом этапе реализуются пластические деформации, подготавливающие условия образования дилатонов и субмикроскопических трещин. Здесь разрушение характеризуется стабильным накоплением и объединением микротрещин.

В [10] показано, что при пластическом течении материала ответственным за деформационные процессы является тензор-девиатор напряжений, а на момент образования и распада критических дилатонов – шаровой тензор. Этому этапу соответствует сдвиг по плоскости под углом к максимальному сжимающему напряжению с возникновением микроразрывов параллельных максимальному сжимающему напряжению. Испытания образцов по схеме $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ при различных соотношениях $C = \sigma_2/\sigma_1$ показали, что относительная остаточная объемная деформация на последнем этапе разрушения в 23-285 раз превышает значения в точке достижения максимальной прочности породы. Именно это и позволило авторам сделать вывод, что микротрещинообразование является не единственной причиной увеличения объема породы и делают вывод о необходимости детального исследования механизма дилатансии после достижения предела прочности. На основании анализа затрат энергии на разрушение горных пород и наличия остаточной прочности авторами сделан вывод, что затраты упругой энергии в запредельной части складываются из расходов на тепловые флуктуации и перемещение берегов магистральных трещин. Причем значительная часть дилатансии вызвана перемещением берегов.

Процессы микротрещинообразования в образце горной породы при сжатии имеют свои закономерности и были установлены при испытаниях на жестких прессах с сервоуправлением и контролем гипоцентров образования микротрещин методом акустической томографии [11].

Как показано на рис. 1, образец при нагружении проходит несколько стадий формирования дефектной структуры. После этапа рассеянного накопления повреждений (а) наступает этап локализации дефектов с формированием очага макроразрушения (b, c) и последующим развитием макротрещины (d-f).

В работе [12] установлено наличие двух групп кривых объемного деформирования. Первая группа носит традиционный характер, известный в связи с явлением дилатансии, где с ростом напряжений приращение объемных деформаций меняет знак. Ко второй группе относятся S-образные кривые, где после достижения дилатированного состояния происходит новый поворот деформационной кривой и объем снова

уменьшается (рис.2). Однако эти закономерности не нашли обобщения и математического описания.

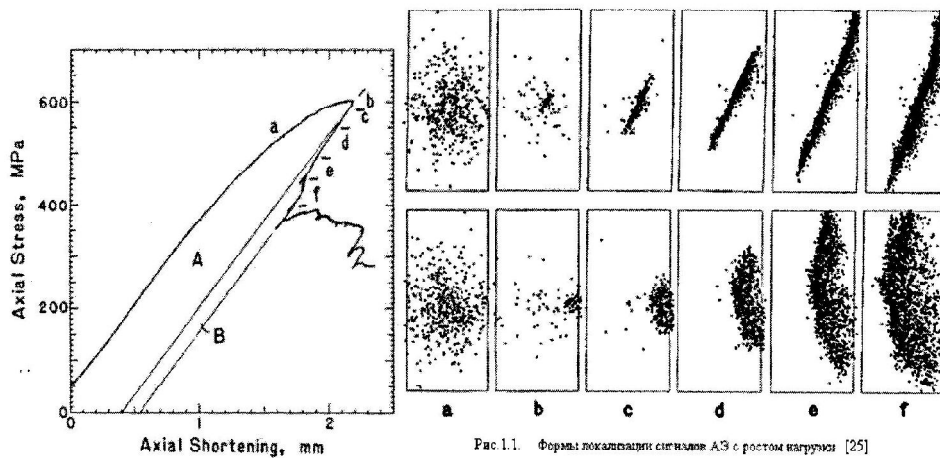


Рис. 1.1. Формы локализации сигналов АЗ с ростом нагрузки [25]

Рисунок 1 – Закономерности формирования макроразрушения образцов горных пород при сжатии [11]

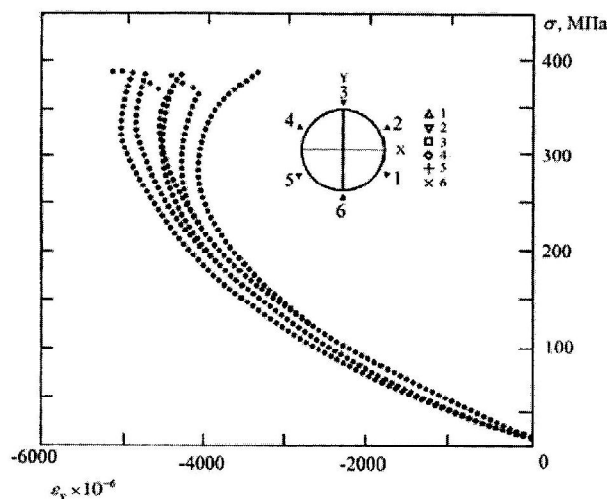


Рисунок 2 - Зависимость объемных деформаций от дифференциальных напряжений

Помимо указанных закономерностей деформирования образцов горных пород привлекает внимание также весьма яркий эффект локального реверсирования деформирования, когда меняется знак приращения продольных и поперечных деформаций при увеличении напряжений [13-17]. Установлена смена знака приращения первого инварианта плоской деформации при нагрузках 0,75 от разрушающей. Как уже отмечалось выше, изменение знака приращения объемных деформаций свидетельствует о начале трещинообразования в образце и переходе его в дилатированное состояние. Это может служить долгосрочным предвестником разрушения. Но наибольший интерес представляют среднесрочные и краткосрочные предвестники.

В последние годы появилось ряд публикаций о периодическом распределении деформаций при разрушении горных пород при одноосном сжатии [18-22], которые подтверждают гипотезу осциллирующего характера приращения объемных деформаций в предразрушающей области нагружения. Характерные этапы объемного деформирования образцов показаны на рис.3. Приращения объемных деформаций достигают максимума на начальных этапах нагружения и постепенно уменьшаются до достижения порога дилатансии. После этого происходит разделение участков деформирования на те, где объем продолжает увеличиваться значительно интенсивнее, чем в предыдущих стадиях нагружения, и где объем начинает, напротив, уменьшаться. На рис.4 показана типичная картина деформирования образца горной породы в предразрушающей стадии нагружения.

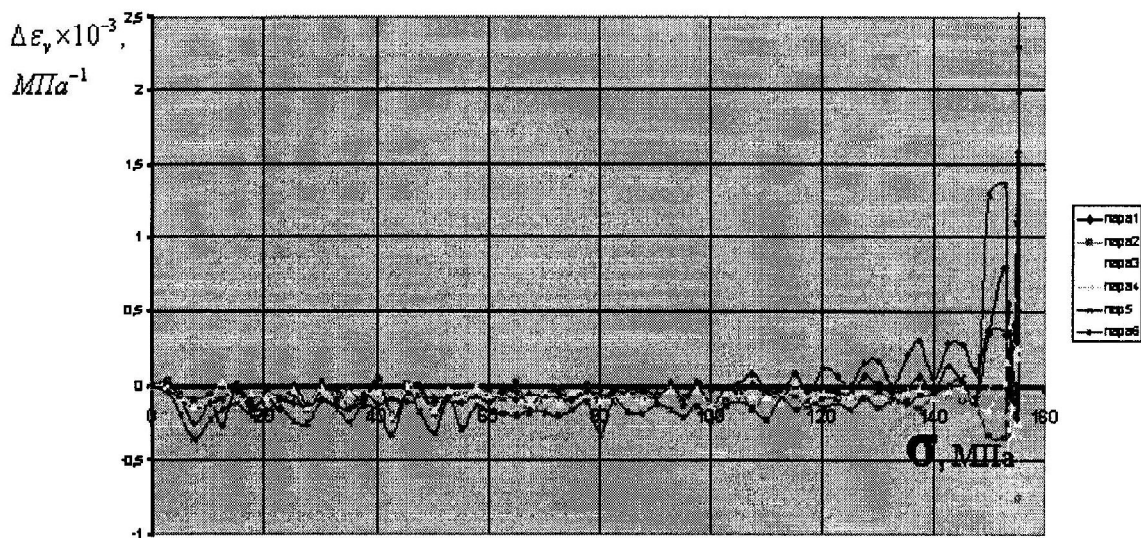


Рисунок 3 – Основные этапы деформирования образца горных пород при одноосном сжатии

После формирования дефектно-деформационной мезоструктуры наступает процесс ее развития, где вначале в областях относительного увеличения объема продолжают развиваться дилатансионные процессы, а в областях относительного уплотнения, напротив – процессы контракции. Затем наступает непродолжительный период стабилизации, за которым следует этап подготовки макроразрыва, завершающийся скачкообразной сменой знака приращения объемной деформации во всех частях структуры. После этого происходит макроразрушение. Каждый их этапов деформирования имеет однозначную интерпретацию, фиксируется достаточно точно и может быть использован в качестве надежного предвестника разрушения.

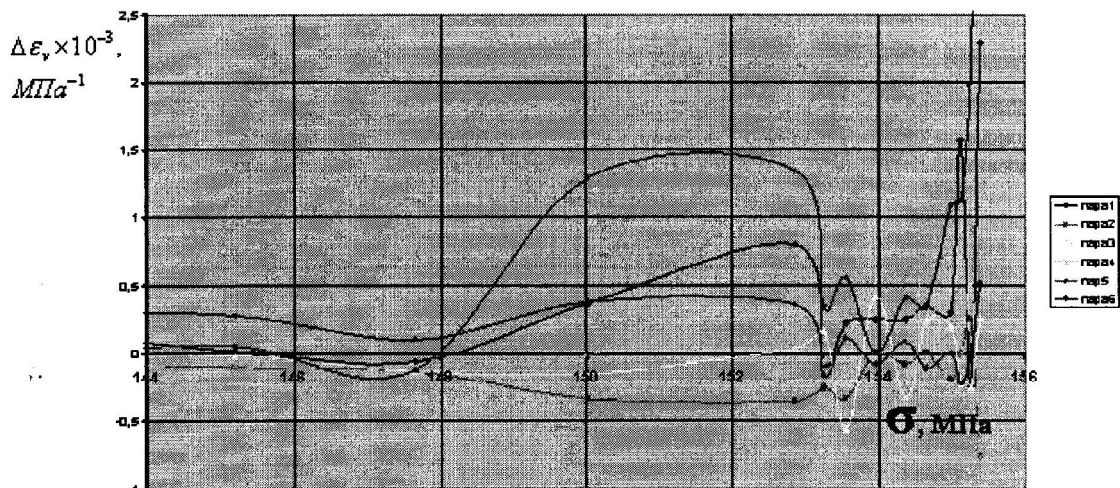


Рисунок 4 – Закономерности деформирования образца горной породы в предразрушающей области нагружения

В [19] разработана математическая модель, которая качественно описывает механизм явления осцилляционного периодического деформирования образцов горных пород при сжатии.

В работе [18] показано чередование положительных и отрицательных деформационных аномалий по периметру образца (рис.5), распределение продольных деформаций по высоте образца и по периметру образца (рис.6).

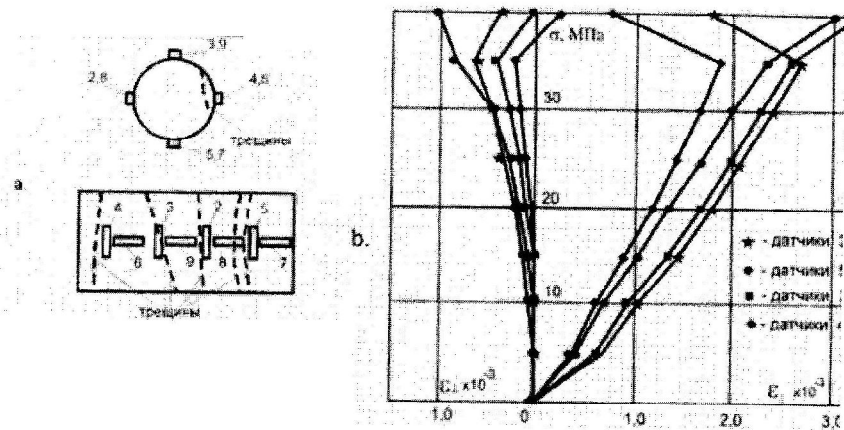


Рисунок 5 – Чередование положительных и отрицательных деформационных аномалий: а)- схема эксперимента; б) - характер деформаций

Сравнение результатов теоретических и экспериментальных исследований для деформаций по периметру образца приведено на рис.7. Видно полное качественное и удовлетворительное количественное совпадение.

Экспериментами установлено, что деформирование образцов приобретает аномальный реверсивный характер после достижения

нагрузкой порога дилатансии. Такое состояние горной породы, когда большая ее часть подвержена микроразрушению, предлагается охарактеризовать как состояние сильного сжатия.

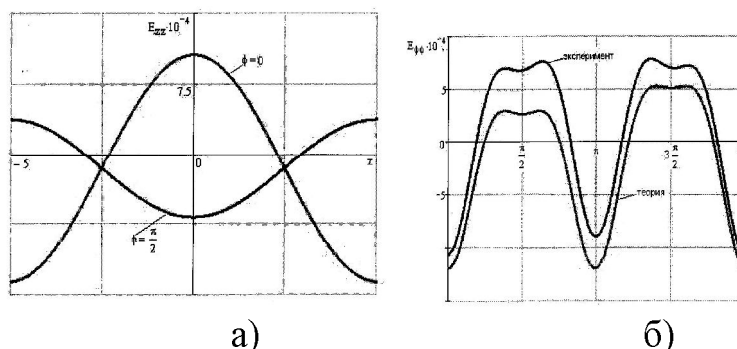


Рисунок 6 – Периодический осцилляционный характер деформирования образцов горных пород: а)- по высоте образца; б)- по периметру в центральной части

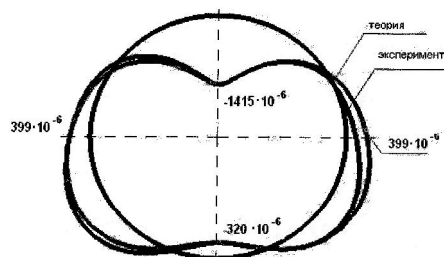


Рисунок 7 – Результаты теоретических и экспериментальных исследований

Как отмечалось выше, в процессе деформирования горной породы возникают дефекты различных структурных масштабов, основная часть которых находится в мезоскопической области (дефекты и дислокации атомного уровня, скопления дислокаций, микро- и субмикротрещины, границы фрагментов, зернограничные дислокации. По размерности дефекты разделяются на точечные (нуль-мерные), линейные (одномерные), плоскостные (двумерные) и объемные (трехмерные). По достижению некоторого максимального предельного количества дефектов происходит фазовый переход кристалла в другую полиморфную модификацию, аморфное или расплавленное состояние.

Внутри некоторого объема горной породы можно выделить ряд подсистем, соответствующих дефектам различных уровней. В частности, к плоским дефектам можно отнести поверхности двойникования, границы минеральных зерен, зародыши полиморфных переходов, поверхности больших градиентов дефектов. Такие плоские дефекты при определенных условиях могут образовывать поверхности трещин.

Для каждого кристаллического компонента существует несколько полиморфных модификаций, и переход из одной модификации в другую представляет собой фазовый переход, который сопровождается изменением внутренней энергии, энтропии и плотности частиц. При разрушении неоднородных горных пород фазовые переходы являются диффузными, происходящими в разных локальных областях.

Строгой теории фазовых переходов в горных породах к настоящему времени нет. Тем не менее, такие переходы существуют и их необходимо учитывать в процессах разрушения.

Для описания разрушения горных пород в работе [23] рассматривались фазовые переходы на поверхностях образующихся трещин. В работе [24] этот метод получил дальнейшее развитие. Из указанных работ следует, что линейные, плоские и объемные дефекты представляют собой разные фазовые состояния среды, отличающиеся от состояния идеальной структуры. Поскольку равновесие твердой фазы с вакуумом невозможно, равновесные состояния возможны лишь при контакте с газом, жидкостью, а при отсутствии таковых - со своим паром или расплавом. В тройной точке ТЗ равновесие твердого тела наблюдается с обеими фазами одновременно. Частицы на поверхности среды находятся в разупорядоченном состоянии. Авторы [24] предположили, что удельный объем полностью разупорядоченной среды вблизи поверхности трещины соответствует удельному объему расплава. Увеличение удельного объема в расплаве составляет около 8-15% от удельного объема монолитной кристаллической среды. Для кварцсодержащей породы энергия активации разрушения для сдвиговых трещин оценена в 197 кДж/моль, а для трещин отрыва – 394 кДж/моль, структурный коэффициент при сдвиговых нагрузках – $2 \cdot 10^{-3}$ м³/моль, для отрывных – $60 \cdot 10^{-3}$ м³/моль, что близко к экспериментальным данным. Таким образом, предложенная модель фазовых переходов может быть использована для анализа развития дефектов.

В работе [25] показано, что при α - β - переходе в кварце интенсивно растет коэффициент теплового расширения и меняет знак коэффициент Пуассона, что инициирует лавинообразно нарастающие микроразрывы в породах. Скрытая теплота перехода 0,59 кДж/моль, относительные микродеформации в кварце сравнимы с макродеформациями трансформационной и структурной сверхпластичности, и составляют 0,5-1,5%, одноосная загрузка в момент α - β - перехода составляет 27 МПа.

Все рассмотренные выше выводы сделаны при испытании пород на одноосное сжатие. Целесообразно проанализировать поведение горных пород в условиях объемного сжатия.

Данные экспериментов в условиях объемного сжатия целесообразно представить в виде двух диаграмм: «октаэдрическое нормальное напряжение (среднее напряжение) – объемная деформация» и

«октаэдрическое касательное напряжение – касательная (сдвиговая) деформация» (рис. 8). Из этих диаграмм легко вычислить модуль объемного сжатия, модуль сдвига, коэффициент поперечной деформации, плотность энергии изменения объема и формы. Кроме этого, указанные диаграммы хорошо отражают изменение деформаций в процессе нагружения.

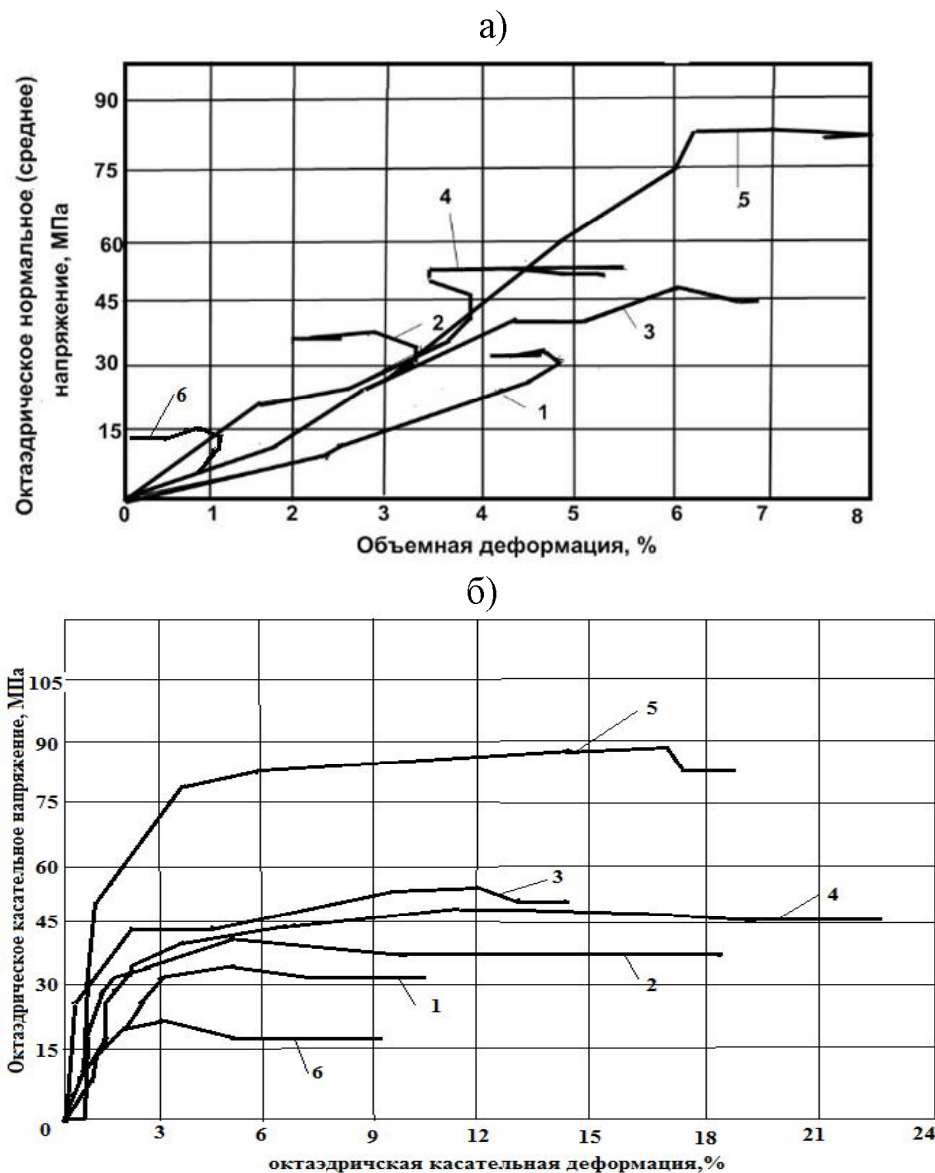


Рисунок 8 – Диаграммы испытаний аргиллитов в объемном поле сжимающих напряжений: 1,2,3 – $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3 = 9 \text{ МПа}$; 4 - $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$, $\sigma_2 = 20 \text{ МПа}$, $\sigma_3 = 16 \text{ МПа}$; 5- $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3 = 20 \text{ МПа}$; 6- $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3 = 0$.

На рис.8б хорошо видны структурно-фазовые переходы второго рода, когда модуль сдвига изменяется скачком. На рис.8а наблюдаются структурно-фазовые переходы первого и третьего рода. Переходы первого рода идут с уменьшением объема при постоянном давлении, а третьего рода – с увеличением объема при нарастающем давлении.

Интересно поведение образцов 3 и 5 на рис.9а, когда видимая дилатансия (увеличение объема) отсутствует. На самом деле на этих участках наблюдается знакопеременная объемная деформация практически при постоянном давлении.

На знакопеременной деформации в аргиллитах стоит остановиться детальнее. Рассмотрим начальную и конечную стадии деформирования. На начальной стадии деформирования объемная деформация идет строго с уменьшением объема. Перемена знака наблюдается после достижения предела сжимаемости (рис.8а). Что касается сдвиговой деформации, то знакопеременная деформация наблюдается вначале деформирования, а после достижения предела сжимаемости (на предразрушающей стадии) она неуклонно нарастает (рис.9).

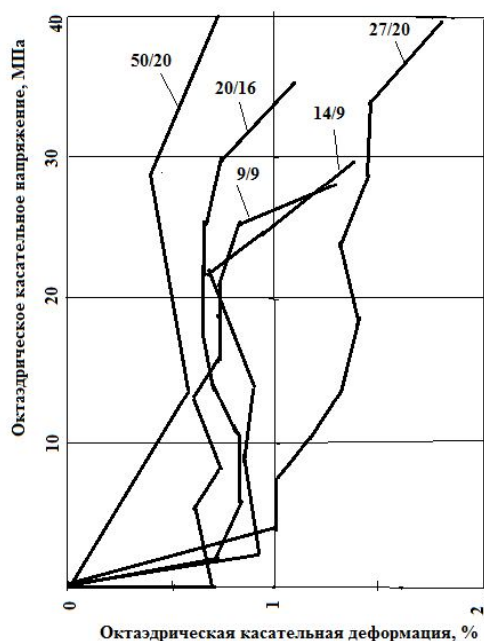


Рисунок 9 – Знакопеременная сдвиговая деформация в аргиллитах на начальной стадии деформирования (через дробь указаны величины промежуточного и минимального сжимающих напряжений)

По мнению авторов, указанные закономерности могут быть объяснены особенностями строения глинисто-сланцевых минералов. На начальной стадии деформирования идет интенсивное уплотнение межслоевых расстояний в слоистых, ленточных и цепочечных силикатах, а также залечивание имеющихся трещин, поэтому трансляционные сдвиги не выражены и носят упругий характер. Величина сдвиговых деформаций не превышает 2%. Возможны только скачкообразные изменения модуля сдвига за счет перестройки структуры минералов (переходы второго рода). После того, как количество накопленной теплоты в породе достигает предела (предел сжимаемости), происходит структурно-фазовый переход третьего рода с увеличением объема (дилатансия). В момент перехода

структура крайне разупорядочена, поэтому вероятность и интенсивность сдвигов резко возрастает, что приводит к пластическому течению и разрушению, либо, в начале, к структурно-фазовому переходу первого рода с уменьшением объема, а потом к пластическому течению. Изобарное уменьшение объема породы и интенсивное течение приводит к отделению определенной части массива от окружающих пород, что неминуемо приводит к вывалам.

Таким образом, поведение аргиллитов и алевролитов в объемном поле сжимающих напряжений коренным образом отличается от песчаников-разрушение идет с уменьшением объема. Поэтому между этими породами в зонах повышенного горного давления и менее напряженным массивом возникают отслоения, что приводит к формированию вывалов различной формы.

Литература:

1. Алексеев А.Д., Осыка Е.И., Тодосейчук А.Л. АС СССР №394692. БИ, 1973, №34.
2. Трубицын Н.В., Панов С.В. Обоснование принципа универсальной фрактальной делимости при разрушении осадочных горных пород. - Сб. трудов семинара №14 «Неделя горняка». - Кемерово: НЦ ВостНИИ, 2008.- С.269-270.
3. Николаевский В.Н. Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения. В кн. «Успехи науки и техники». Москва «Мир», 1982.- С.133-215.
4. Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г. Пластичность горных пород. – м.: Недра, 1979.- 301с.
5. Глушко В.Т., Виноградов В.В. Разрушение горных пород и прогнозирование проявления горного давления.- М.: Недра, 1982,- 192с.
6. Ставрогин А.Н., Протосеня А.Г. Механика деформирования и разрушения горных пород. – М.: Недра, 1992.-224с.
7. Цай Б.Н., Бондаренко Т.Т., Бахтыбаев Н.Б. О дилатансии пород при их разрушении. Караганда: изд. КарГТУ, 2008.- 204с.
8. Журков С.Н. Дилатонный механизм прочности твердых тел. //Физика твердого тела, 1983. Т.25, вып. 10. – С.3119-3123.
9. Петров В.А. Дилатонная модель термофлуктуационного зарождения трещин. //Физика твердого тела, 1983. Т.26, вып.11.-С.3124-3127.
10. Цай Б.Н. Термоактивационная природа прочности горных пород. Караганда: изд. КарГТУ, 2007.- 204с.
11. Lockner D.A., Dyerlee J.D., Kukstnko V., Ponomarev A., Sidorin A. Quasi-statik fault growth and shear fracture tntrgy in granite // Nature. 1991. V.350, N7. P.39-42.
12. Osamu Idehara, Tokashi Satoh, Osamu Nishizawa, Kinichiro Kusunose. Hypocenters distribution and fokal mechanisms of AE events under triaxial co

mpression. Experimental apparatus and hypocenter distribution// J. Seismology. Soc. Japan. 1986. V.39, N2. P. 289-300.

13. Томашевская И.С., Хамидуллин Я.Н. Предвестники разрушения образцов горных пород. //Изв. АН СССР. Физика Земли. 1972. №5. С. 12-20.

14. Тажибаев К.Т. Деформация и разрушение горных пород. Фрунзе: Илим, 1986.- 108с.

15. Стаховский И.Р. Трещинообразование и поверхностные деформации в зоне деформирующегося сдвигового разрыва в образце горной породы. //Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. №5. С.88-94.

16. Соболев Г.А., Кольцов А.В. Крупномасштабное моделирование подготовки и предвестников землетрясений / под.ред. А.А. Садовского. М.: Наука, 1988.-208с.

17. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003.- 270с.

18. Ксендзенко Л.С., Опанасюк А.А., Гнитиенко В.В. Периодическое распределение деформаций в сильно сжатых телах.

19. Куксенко В.С., Гузев М.А., Макаров В.В., Рассказов И.Ю. Концепция сильного сжатия горных пород и массивов.- Вестник ДВГТУ, 2011, №3/4 (8/9). Науки о Земле. С.14- 58.

20. Макаров В.В., Опанасюк А.А. Исследование деформационных предвестников оазрушения горных пород. – Геодинамика и напряженное состояние недр Земли. – Новосибирск: ИГД СО РАН, 2001.- С.163-164.

21. Макаров В.В., Опанасюк А.А., Чебуров Д.С., Ма Ри. О периодическом характере деформационных предвестников разрушения горных пород. - Геодинамика и напряженное состояние недр Земли. – Новосибирск: ИГД СО РАН, 2004.- С.511-512.

22. Макаров В.В., Гузев М.А., Опанасюк А.А. Исследование деформационных предвестников разрушения образцов горных пород и их математическое моделирование. // «Проблемы освоения георесурсов Российского Дальнего Востока и стран АТР», Труды П-й международной научной конференции. –Владивосток: изд. ДВГТУ, 2006.- С.56-61.

23. Менжулин М.Г. Фазовые переходы на поверхностях трещин при разрушении горных пород //ДАН РФ.- 1993.- Т.328.- №3.- С.305-307.

24. Менжулин М.Г. Модель фазовых переходов на поверхностях трещин приразрушении горных пород. /Физическая мезомеханика, 2008.- Т.11.- №4. - С.75-80.

25. Васин Р.Н. Нейтронографические и акустические исследования свойств кварца в области α - β - перехода и их влияние на геодинамические процессы. Автор.канд. дисс. Тула: 2008, с.18.

СМЫСЛ КОЭФФИЦИЕНТА ПОПЕРЕЧНОЙ ДЕФОРМАЦИИ ПРИ НЕРАВНОКОМПОНЕНТНОМ ОБЪЕМНОМ СЖАТИИ

Показано, що коефіцієнт поперечної деформації не є константою матеріалу, а є структурно-чутливою характеристикою.

В 1948-1955 г.г. под руководством О.Я. Берга [1] были выполнены микроскопические наблюдения над различными участками сжимаемых бетонных призм. Параллельно проводились измерения поперечных и продольных деформаций бетона. Было установлено, что при определенной степени нагрузки, задолго до призмной прочности, прирост поперечной деформации начинает интенсивно увеличиваться, достигая с ростом сжимающего усилия половины величины прироста продольной деформации, и превышая ее. Отношение прироста поперечной деформации к приросту продольной деформации назвали действительным значением коэффициента поперечной деформации. До этого коэффициент поперечной деформации отождествляли с коэффициентом Пуассона и считали константой материала. Было установлено, что начало роста действительного коэффициента поперечной деформации μ совпадает с возникновением микротрещин. Результаты измерения μ при увеличении сжимающей нагрузки показаны на рис.1.

По мнению авторов [1], когда μ превышает значение 0,5, математически это означает увеличение объема образца при сжатии, а физически- увеличение количества микротрещин, раскрытие микротрещин в поперечном направлении, их слияние и разрыхление материала.

Таким образом, большим значениям коэффициента поперечной деформации соответствуют перемещения, связанные с пластическими деформациями от развития микротрещин и с псевдопластическими деформациями от образования свободных поверхностей разрыва и перемещений структурных элементов как единых целых.

Если коэффициент Пуассона при малых величинах деформаций, с определенной условностью, можно считать константой материала, то при больших деформациях коэффициент поперечной деформации – это характеристика деформационных свойств композитного материала, состоящего из еще неповрежденного материала и пустот, образованных в результате накопления повреждений на микро- и макроуровнях.