

УДК 539.376+624.131

РЕЛАКСАЦИОННЫЕ ЭФФЕКТЫ В ДИНАМИКЕ ГРУНТОВ И ГОРНЫХ ПОРОД

А. В. Михалюк, В. В. Захаров

Институт геофизики НАН Украины, 252054 Киев

Дан анализ особенностей механического поведения геофизических сред (грунтов и горных пород), связанных с их релаксацией при динамических нагрузках. Показано влияние интенсивности, неравномерности и скорости нагружения, а также фазового состава сред на развитие и анизотропию релаксационных процессов. Обосновано существование трех механизмов релаксации — вязкостного, структурного и миграционного (фильтрационного).

Известно, что любая макроскопическая физическая система (газы, жидкости, твердые тела), выведенная из состояния термодинамического равновесия под влиянием тех или иных факторов (давления, температуры и т. д.), стремится восстановить равновесное состояние (релаксировать). Не являются исключением и такие геофизические среды, как грунты и горные породы, подверженные широкому спектру силовых, термических и других воздействий с временными интервалами длительностью от микросекунд до геологических эпох.

Как объект инженерной деятельности грунты и горные породы испытывают преимущественно механические нагрузки, поэтому изучению закономерностей их деформирования и разрушения (включая явления, связанные с релаксационными процессами) уделялось большое внимание (см., например, [1]). При медленных (статических) режимах нагружения вследствие релаксации происходит уменьшение напряжений при фиксированной деформации, запаздывание деформаций по отношению к уровню нагружения, увеличение скорости восстановления равновесного состояния при повышении температуры и др. Однако и при динамических нагрузках зарегистрирован ряд явлений, обусловленных релаксационными процессами: возрастание деформаций после начала разгрузки по напряжениям [2]; зависимость деформационных характеристик и прочности от скорости нагружения (деформирования) [3, 4]; гистерезисный вид диаграмм динамического деформирования грунтов [5] и горных пород [6]; существование сильно различающихся предельных диаграмм деформирования (динамической при $d\sigma/dt \rightarrow \infty$ и статической при $d\sigma/dt \rightarrow 0$) [5]; динамическое последствие (разгрузка по деформациям после полной разгрузки по напряжениям) [6]. В то же время некоторые особенности поведения грунтов и горных пород, связанные с релаксацией и позволяющие судить о ее возможных механизмах (прежде всего при динамических нагрузках), не нашли отражения в литературе. Ниже дано их описание на основе экспериментальных исследований динамического деформирования двух принципиально отличающихся классов геофизических сред — слабых высокопористых легкосжимаемых грунтов различного фазового состава (суглинки и глины) и прочных горных пород с незначительными пористостью и влажностью или монолитных (алевролитов, ангидритов, аргиллитов, гранитов, доломитов, известняков, каменной соли, каменного угля, песчаников, ракушечника и сланца углистого).

Общее количество экспериментов по динамическому деформированию геофизических сред с варьированием напряженного состояния от одноосного до всестороннего равномер-

ного — 214, в том числе с грунтами — 72, скальными и полускальными породами — 142. Кроме того, проведен ряд экспериментов с модельными материалами с существенно отличающимися механизмами и скоростями релаксационных процессов: металлами (свинец, сталь, алюминий, дюралюминий Д-16Т), жидкостью (веретенное масло), искусственными материалами (бетон, литая слюда), полимерами (полиметилметакрилат), а также со льдом. Общее количество таких экспериментов — 42.

Следует отметить некоторые особенности развития релаксационных процессов, влияющие на методику их экспериментального изучения.

1. Строго говоря, время, необходимое для установления полного термодинамического равновесия (особенно в таких медленно релаксирующих системах, как геофизические среды), очень велико, поскольку чем ближе система к состоянию равновесия, тем медленнее идет процесс его восстановления. Иными словами, бесконечно малое отклонение от состояния равновесия требует бесконечно большого времени для возвращения в него. Осуществить подобные измерения практически невозможно, поэтому в описанных ниже экспериментах развитие релаксационных процессов изучалось в интервалах, ограниченных разрешающей способностью экспериментального комплекса ($t \geq 10^{-5}$ с).

2. Так как при нагрузках, встречающихся в инженерной практике, грунты и горные породы ведут себя как баротропные среды [2], изменение температуры при анализе релаксационных процессов не учитывалось.

Эксперименты с грунтами проводились по методике, описанной в [5]; по динамическому деформированию горных пород — по методике, изложенной в [7].

Образцы грунтов подвергались динамическим испытаниям в условиях простого деформированного состояния: $\sigma_1(t) > \sigma_2(t) = \sigma_3(t) = \zeta \sigma_1(t) > 0$ (ζ — коэффициент бокового давления) при $\varepsilon_1(t) > \varepsilon_2(t) = \varepsilon_3(t) = 0$; образцы горных пород и модельных материалов испытывались в условиях одноосного ($\sigma_1(t) > \sigma_2(t) = \sigma_3(t) = 0$) или трехосного ($\sigma_1(t) > \sigma_2(t) = \sigma_3(t) > 0$) сжатия.

Амплитудно-временные характеристики динамического нагружения (σ_1^m — амплитуда наибольшего главного напряжения σ_1 ; t_H — время нарастания напряжения σ_1 ; t_+ — полное время действия импульса давления) варьировались в достаточно широком диапазоне:

- для грунтов $\sigma_1^m = 1,8 \div 14,5$ МПа, $t_H = 1,40 \div 9,39$ мс, $t_+ = 3,28 \div 21,10$ мс;
- для горных пород $\sigma_1^m = 1,99 \div 1130$ МПа, $t_H = 0,242 \div 12,97$ мс, $t_+ = 1,97 \div 28,54$ мс;
- для модельных материалов $\sigma_1^m = 64,0 \div 408,7$ МПа, $t_H = 1,14 \div 3,48$ мс, $t_+ = 2,40 \div 6,75$ мс.

Релаксационный характер развития динамического деформационного процесса следует из осциллограмм сигналов $\sigma_1(t)$, $\sigma_2(t) = \sigma_3(t)$, $\varepsilon_1(t)$ и $\varepsilon_2(t) = \varepsilon_3(t)$, приведенных на рис. 1 (*a* — одноосное сжатие желто-зеленой глины нарушенной структуры, имеющей влажность 28,8%; *b* — трехосное сжатие каменной соли). Прежде всего об этом свидетельствует фазовый сдвиг (отставание) деформаций по отношению к напряжениям Δt , величина которого может составлять несколько миллисекунд. Результаты экспериментов со скальными породами, в которых варьировалась неравномерность динамического нагружения, показывают, что фазовый сдвиг между напряжениями и деформациями в геофизических средах зависит как от их деформационной податливости (жесткости, прочности), так и от неравномерности нагружения. На рис. 2 приведена зависимость фазового сдвига от неравномерности нагрузки, характеризуемой отношением наименьшего главного напряжения к наибольшему $\zeta = \sigma_3/\sigma_1$, для двух групп пород с примерно одинаковыми свойствами: прочных, с прочностью на одноосное сжатие $\sigma_0 > 75$ МПа (известняков, доломитов, сланцев, песчаников, алевролитов, аргиллитов, гранитов) (светлые точки), и слабых, $\sigma_0 \leq 30$ МПа (каменный уголь, известняк-ракушечник и т. п.) (темные точки). Несмотря

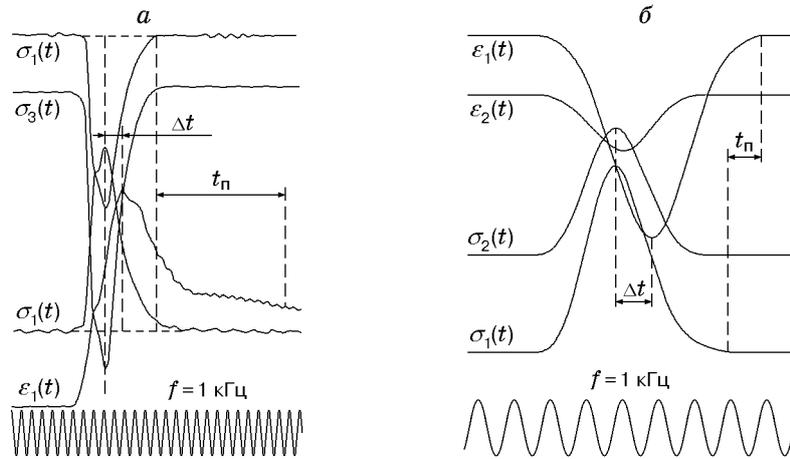


Рис. 1

на значительный разброс значений Δt для каждой группы, вызванный как различиями в свойствах отдельных разновидностей минеральных образований, так и влиянием случайных факторов (таких как непостоянство амплитуд и скоростей нагружения), видны две особенности анализируемой зависимости, имеющие большое значение при выяснении механизмов релаксационных процессов в горных породах:

— фазовый сдвиг деформаций возрастает с увеличением неравномерности нагружения;

— в средах с большей деформационной податливостью (т. е. способных к более интенсивным структурным изменениям в процессе деформирования) фазовый сдвиг деформаций значительно (в 2,5–4 раза) больше, чем в прочных, жестких породах с преимущественно упругим развитием деформационного процесса.

Для столь значительного разброса экспериментальных данных трудно предложить достаточно обоснованную аппроксимацию взаимосвязи Δt и ζ ; в первом приближении (в диапазоне $0 \leq \zeta \leq 1$) ее можно представить в виде $\Delta t = 0,7(1 - \zeta)$ (кривая 2 на рис. 2), $\Delta t = 1,6(1,19 - \zeta)$ (кривая 1). Из этих зависимостей следует, что с приближением напряженного состояния к всестороннему равномерному сжатию фазовый сдвиг деформаций в прочных породах практически исчезает; в слабых породах при $\zeta = 1$ величина Δt заметно отличается от нуля. Аналогичные зависимости $\Delta t(\zeta)$ имеют место для полимерных материалов. Так, при одноосном сжатии полиметилметакрилата фазовый сдвиг деформаций достигает $0,24 \div 1,04$ мс, однако с уменьшением неравномерности напряженного состояния величина Δt быстро уменьшается до $0,056 \div 0,117$ мс при $\zeta \approx 0,4 \div 0,5$. В опытах с такими

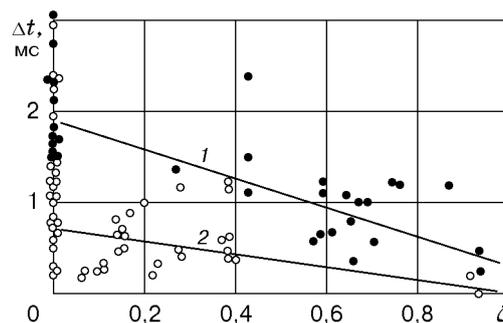


Рис. 2

модельными материалами, как веретенное масло, свинец, алюминий, дюралюминий, сталь фазовый сдвиг между деформациями и напряжениями не зарегистрирован.

В горных породах фазовый сдвиг деформаций относительно напряжений значительно больше, чем в других средах, что свидетельствует о малой скорости релаксационных процессов в геофизических средах (а следовательно, о больших временах релаксации). К такому выводу можно прийти, если учесть, что при интенсивном нагружении сплошных сред, способных к релаксации, имеют место соотношения

$$\eta_1 \approx G\tau, \quad \eta_2 \approx K\tau, \quad (1)$$

где η_1 и η_2 — сдвиговая и объемная вязкость среды; G и K — модули сдвига и объемной упругости соответственно [8].

Применительно к горным породам, являющимся структурированными средами, расчет по формулам (1) дает нижнюю оценку времени релаксации, поскольку в них имеются и другие (дополнительно к вязкостному) механизмы релаксационных процессов, способствующие увеличению общего времени релаксации. Используя сведения о деформационных свойствах и вязкости пород при соответствующих режимах нагружения (см., например, [7]), легко установить, что нижний предел τ имеет порядок 10^{-3} с, т. е. по порядку величины совпадает с величиной Δt .

Фазовые сдвиги между различными компонентами тензоров напряжений и деформаций различны. Наибольшим является отставание $\varepsilon_1(t)$ от $\sigma_1(t)$, т. е. по направлению действия максимального главного напряжения. В грунтах и горных породах оно может изменяться от $0,15 \div 0,20$ мс до $3,0 \div 3,5$ мс. Фазовый сдвиг поперечных деформаций значительно меньше: по отношению к σ_1^m он не превышает $1 \div 2$ мс, а относительно σ_2^m — $0 \div 0,1$ мс. Таким образом, горным породам свойственна анизотропия релаксационных процессов: по направлениям действия σ_2 и σ_3 релаксационные процессы протекают быстрее, чем по направлению σ_1 , несмотря на то что абсолютная величина деформаций ε_2 и ε_3 при достаточно высокой неравномерности напряженного состояния может быть сравнимой и даже превышать [9] деформацию ε_1 вследствие дилатансионных явлений. Наиболее ярко это проявляется при одноосном динамическом нагружении горных пород. Заметим, что анизотропия релаксационных процессов не связана с генетической анизотропией свойств пород и наблюдается в средах, которые можно считать изотропными (массивный однородный песчаник, каменная соль, гранит и др.).

В большинстве экспериментов фазовые сдвиги между отдельными компонентами тензора напряжений не отмечены, однако в некоторых случаях слабое отставание σ_2 от σ_1 (по амплитудам) имеет место. В карбонатных породах оно может достигать $40 \div 50$ мкс, песчаниках и алевролитах — 88, каменной соли — 400, полиметилметакрилате — 13, литой слюде — 148, металлах — 6 мкс. В среднем в экспериментах временное смещение между σ_1 и σ_2 в разных средах варьируется от 1,4 до 26 мкс. В каменной соли оно достигает значения 92,2 мкс.

Замедление релаксационных процессов в горных породах с увеличением неравномерности их напряженного состояния позволяет сделать вывод о том, что релаксация в таких средах связана не только с проявлением вязкости [5], но и со структурными изменениями, вызванными деформированием. Поскольку неравномерность нагружения способствует возникновению и развитию в деформируемой среде структурных несовершенств (например, вызванных дилатансией [10]), можно предположить, что указанное замедление релаксационных процессов связано с увеличением микро- и макротрещиноватости вследствие меж- или внутрикристаллического скольжения [11].

Положим, что при неравномерном динамическом нагружении (одноосном сжатии) деформационный процесс сопровождается дилатансионным разуплотнением структуры породы по модели А. Н. Ставрогина [12], т. е. увеличение объема образца является след-

ствием образования внутренних разрывов и площадок сдвига. Вокруг таких структурных нарушений возникают местные концентрации напряжений, релаксирующие при формировании плоскостей скольжения. Поскольку при дилатансионных процессах возникновение дефектов структуры происходит в основном равномерно по всему деформируемому объему [7, 10], продолжительность распространения плоскостей скольжения (микротрещин) должна быть сопоставимой со временем запаздывания деформаций (относительно напряжений). Так как сведения о скорости V_* распространения подобных дефектов в горных породах отсутствуют, для приближенной оценки используем тот факт, что скорость разрушения перемычек между дефектами структуры составляет примерно $5 \div 10\%$ максимальной скорости распространения макротрещин в среде [13]. Ее зависимость от упругих свойств деформируемой среды можно получить из зависимости Понселе [14] скорости роста трещин от скорости распространения упругих волн V_p . Тогда

$$V_* = (0,05 \div 0,1)V_p \sqrt{\frac{1 - 2\nu}{2(1 - \nu)}}.$$

Для горных пород $V_* = 86 \div 257$ м/с.

Согласно модели дилатансии А. Н. Ставрогина для образцов, использовавшихся в экспериментах ($d \approx 4$ см, $h \approx 7,5$ см), суммарная максимальная длина линий скольжения по высоте образца составляет примерно 13 см, а продолжительность ее формирования — порядка $(0,51 \div 1,51) \cdot 10^{-3}$ с, что почти совпадает с фазовым сдвигом между напряжениями и деформациями при одноосном сжатии, когда имеет место интенсивное дилатансионное разуплотнение структуры породы. Из этой оценки можно сделать вывод о том, что запаздывание деформаций может быть связано не только с вязкостными эффектами, но и со структурной перестройкой среды. Подтверждением этого вывода является изменение формы импульса давления с увеличением неравномерности напряженного состояния в образце горной породы. Если при динамических нагружениях с $\zeta \rightarrow 0$ отношение времени нарастания давления t_n к полному времени действия импульса t_+ составляет $0,36 \div 0,40$, то при напряженных состояниях, близких к всестороннему равномерному сжатию ($\zeta \rightarrow 1$), импульс приобретает практически симметричную форму ($t_n/t_+ = 0,50 \div 0,55$). Таким образом, при нагружениях с высокой неравномерностью время разгрузки, когда происходят структурные изменения в деформируемой среде, в 1,5 раза больше, чем при равномерном нагружении.

В грунтах, являющихся трехфазными системами, в которых каждая фаза играет существенную роль в развитии деформационного процесса, отставание деформаций сильно зависит от их фазового состава и режима нагружения. На рис. 3,а показана зависимость величины Δt от скорости нагружения $\dot{\sigma}_1$. Кривая 3 построена по результатам опытов с грунтами, имеющими влажность $13 \div 15\%$, кривая 1 — для суглинков (влажность $9,6\%$), кривая 2 — для глины (влажность $23,5\%$). Из рис. 3 следует, что наибольших значений фазовый сдвиг деформаций достигает при динамических нагружениях с малой скоростью нарастания давления (во всех экспериментах обращалось внимание на недопустимость дренажа поровой влаги, т. е. влагосодержание грунта сохранялось). Увеличение скорости нагружения приводит к быстрому уменьшению запаздывания деформаций, и при некоторых конечных значениях $\dot{\sigma}_1$ фазовый сдвиг деформаций практически исчезает. Заметим, что эта критическая скорость динамического нагружения почти совпадает с величиной, соответствующей выходу деформационного процесса на предельную динамическую диаграмму сжатия, которая согласно [15] составляет: для светло-коричневых суглинков (влажность $14,17\%$) — $1,3 \div 1,5$ ГПа/с; для суглинков (влажность $9,63\%$) — $2,8 \div 3,0$; для желто-зеленых глин — 3; для зеленых глин (влажность $23,5\%$) — $2,0 \div 2,2$; для зеленых глин (влажность 15%) — примерно 4 ГПа/с. Таким образом, из рис. 3,а следует, что

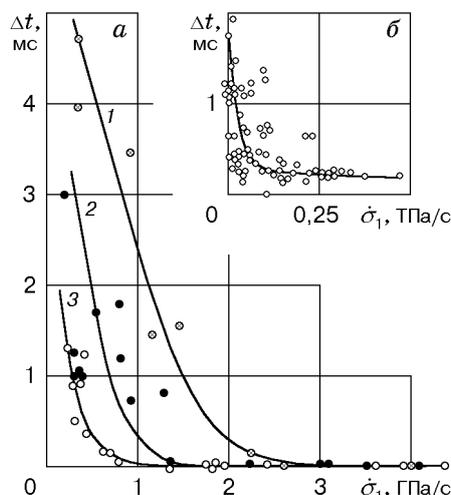


Рис. 3

фазовый сдвиг между напряжениями и деформациями наблюдается при неупругих режимах нагружения (деформирования). Именно в этой области наиболее ярко проявляются вязкие эффекты деформационного процесса [2].

Аналогичная зависимость $\Delta t(\dot{\sigma}_1)$ характерна и для скальных горных пород (рис. 3, б). Несмотря на значительный разброс экспериментальных данных, для большинства горных пород эта зависимость справедлива для скоростей нагружения до $100 \div 200$ ГПа/с, т. е. на два порядка больших, чем для грунтов. Однако эти скорости нагружения не являются предельными динамическими, так как для них сохраняется отличный от нуля фазовый сдвиг деформаций по отношению к напряжениям. Как видно на рис. 3, б, тенденция к уменьшению Δt с дальнейшим увеличением скорости нагружения сохраняется, однако достичь такого режима нагружения, когда $\Delta t \approx 0$, в скальных породах не удалось.

Из результатов, приведенных на рис. 3, а, также следует, что скорость релаксационных процессов зависит от соотношений между фазами грунтов. Если влажность грунта мала, деформационный процесс носит характер структурной перестройки скелета с преодолением сил “сухого” трения между минеральными зернами. Это требует значительных энергозатрат и при прочих равных условиях сопровождается торможением деформаций. Увеличение влажности приводит к снижению энергоемкости деформирования грунта и увеличению скорости деформационного процесса [5, 15, 16]. Однако с появлением свободной влаги, способной мигрировать в поровом пространстве, структурная перестройка в грунте под влиянием нагрузки сопровождается местными перетоками, способствующими выравниванию напряженного состояния между отдельными фазами грунта по его объему и резко замедляющими релаксационные процессы (как отмечалось выше, при динамическом нагружении образец грунта деформируется по закрытой схеме, без дренажа). Это происходит до тех пор, пока в структуре грунта имеются области порового пространства, куда может мигрировать поровая влага под влиянием внутренних градиентов давления. Можно предположить, что при достаточно большой влажности, когда состояние грунта приближается к состоянию “грунтовой массы” (т. е. при малости или в отсутствие свободной пористости), он деформируется, как жидкость, в которой скорость релаксационных процессов велика и определяется лишь ее вязкостью. В этом случае фазовый сдвиг деформаций настолько мал, что при разрешающей способности экспериментального комплекса 10^{-5} с он может не отразиться на осциллограммах деформационного процесса.

Таким образом, при динамическом нагружении в грунте должно существовать по крайней мере три механизма релаксации — структурный, вязкостный и миграционный (фильтрационный). Роль того или иного механизма зависит от фазового состава грунта. В грунтах с малой влажностью и большой свободной пористостью основная роль в развитии процессов принадлежит структурному механизму (как в скальных породах). В грунтах с влажностью, достаточной, чтобы играть роль эффективной межзерновой “смазки”, но недостаточной для появления свободной жидкости, способной мигрировать под влиянием контактных градиентов давлений, и такой, которая превращает грунт в “грунтовую массу” (т. е. водно-минеральную смесь, не сопротивляющуюся сдвигу), преобладает вязкостный механизм релаксации, при котором скорость релаксационных процессов максимальна. Если фазовый состав грунта таков, что наряду со свободной влагой имеется и свободная пористость, то на скорость релаксационных процессов влияет миграция (перетоки) свободной, несвязанной жидкости.

На рис. 4 представлена зависимость фазового сдвига деформаций в желто-зеленых глинах от их влажности (кривая 2). Поведение кривой подтверждает сделанные выше замечания. Первый минимум фазового сдвига наблюдается при влажности глин в диапазоне $10 \div 15\%$, что соответствует количеству влаги, определяемому насыщением адсорбционных пленок минеральных зерен [5]. Уменьшение влажности грунта сопровождается возрастанием фазового сдвига. Аналогичное явление наблюдается при $w > 15\%$, однако в этой области увеличение Δt продолжается до тех пор, пока влажность грунта не достигнет $25 \div 26\%$, после чего Δt быстро уменьшается.

Ярким проявлением релаксационных процессов в грунтах и горных породах является так называемое *динамическое последствие*. Этот процесс может продолжаться достаточно долго: в глинистых грунтах и мерзлоте — до $15 \div 18$ мс; песчаниках — до $10 \div 11$; известняках — до $12 \div 20$; ангидритах — до 16,3; алевролитах — до 17; каменной соли — до 12,5 мс. Однако в большинстве случаев в скальных породах динамическое последствие значительно меньше, чем в грунтах, и не превышает $2 \div 5$ мс. Как показывают результаты экспериментов, период динамического последствия $t_{\text{д}}$ практически не зависит от неравномерности напряженного состояния в среде, что не противоречит физической природе описываемого эффекта. Отметим, что динамическое последствие (как и фазовый сдвиг деформаций) существенно по направлению действия наибольшего главного напряжения σ_1 (с которым связано большинство зарождающихся дефектов структуры) и практически отсутствует по направлению действия наименьшего главного напряжения.

В грунтах продолжительность упругой разгрузки по деформациям после полной разгрузки по напряжениям зависит от фазового состава грунта, причем эта зависимость аналогична рассмотренной выше зависимости $\Delta t(w)$ (кривая 1 на рис. 4). При малой влажности грунта упругая разгрузка замедляется за счет преодоления сил трения в процессе межзернового скольжения; при влажности $w_a < w < w_t$ (w_a — влажность, соответствующая насыщению адсорбционных пленок частиц грунта; w_t — влажность, соответствующая полному влагонасыщению грунта) на упругую разгрузку оказывает влияние движение грунтовой влаги при расширении заземленного и сжатого газа (воздуха).

Фазовый сдвиг деформаций и последствие отражаются на диаграммах динамического деформирования грунтов и горных пород, имеющих гистерезисный вид [2, 5, 7]. Его связь с релаксационными процессами очевидна. При быстрых динамических процессах в релаксирующих средах равновесная деформация не успевает развиться за время нагружения, поэтому на этапе нарастания давления диаграмма деформирования смещается в сторону уменьшения деформаций (к оси напряжений). Это смещение тем больше, чем выше скорость нагружения (деформирования) и чем медленнее протекают релаксационные процессы в среде. При динамической разгрузке деформации также отстают от равновесных

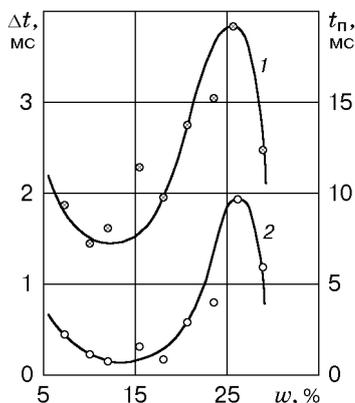


Рис. 4

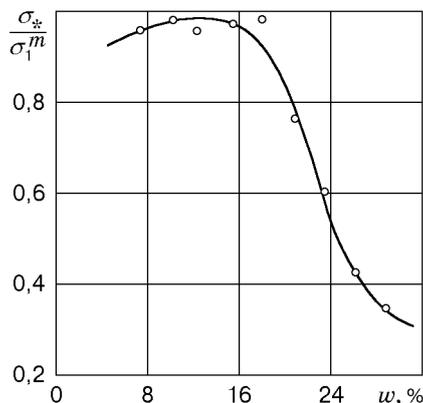


Рис. 5

значений (из-за задержки обратимой составляющей), однако в этом случае равновесная деформация должна быть меньше регистрируемой, т. е. диаграмма $\sigma(\varepsilon)$ смещается в сторону увеличения деформаций (от оси напряжений). С уменьшением динамичности деформационного процесса эффекты запаздывания вырождаются; ветви нагружения и разгрузки сближаются и при статическом деформировании совпадают [6] (если уровень нагружения не вызывает появления пластических деформаций).

Как следует из экспериментов, увеличение ε_1 в скальных породах может продолжаться при уменьшении σ_1 до 42 % в песчаниках, 40 % в гранитах, 38 % в алевролитах, 49 % в известняках, 55 % в доломитах, 60 % в каменной соли, 68 % в известняке-ракушечнике, 22 % в бетоне, 47 % в полиметилметакрилате. В отсутствие фазового сдвига деформаций разгрузка по деформациям начинается одновременно с разгрузкой по напряжениям, хотя гистерезисный характер диаграмм деформирования сохраняется. Из приведенных данных следует, что этот эффект в слабых породах проявляется сильнее, чем в прочных. Поперечная деформация ε_2 быстрее реагирует на изменение интенсивности напряженного состояния: ее увеличение прекращается даже при уменьшении σ_1 примерно на 22,2 %, причем во многих случаях разгрузка по ε_2 начинается одновременно с разгрузкой по σ_1 . Это также свидетельствует об анизотропии скоростей релаксационных процессов в горных породах.

В грунтах начало разгрузки по деформациям зависит от интенсивности нагружения и фазового состава. При интенсивных нагрузках со скоростями нагружения, близкими к предельным, разгрузка по деформациям начинается одновременно с разгрузкой по напряжениям. При непредельных режимах максимум деформаций наблюдается, когда интенсивность нагружения снижается до некоторой величины σ_* , определяемой влажностью грунта. Эта зависимость показана на рис. 5 для глин нарушенной структуры с постоянной плотностью скелета $1,63 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$, имеющих влажность $7,5 \div 28,8 \%$.

Из рис. 5 следует, что в грунтах структурный механизм оказывает меньшее влияние на релаксационные процессы, чем в скальных породах: в диапазоне влажности до $w = 16 \div 18 \%$ разгрузка по деформациям начинается почти одновременно с разгрузкой по напряжениям: $\sigma_* \leq (0,96 \div 0,99)\sigma_1^m$. С появлением свободной влаги торможение деформаций быстро возрастает. При $w \rightarrow w_t$ максимум деформаций отмечается при $\sigma_* = 30 \div 35 \%$ амплитуды нагружения.

Попытки описать поведение грунтов и горных пород как сред, способных к релаксации, предпринимались многократно. Как правило, они строились на основе моделей сред с вязкоупругим механизмом релаксации. Согласно [2] гистерезисный характер диаграмм и увеличение деформаций на ветви разгрузки по напряжениям могут быть описаны уравнением вязкоупругого тела с различными диаграммами статического и динамического

деформирования:

$$\mu\varepsilon(t) + \dot{\varepsilon}(t) = \frac{1}{E_d} \dot{\sigma}(t) + \frac{\mu}{E_c} \sigma(t), \quad (2)$$

где E_d и E_c — предельные динамический и статический модули упругости соответственно; $\mu = E_d E_c [\eta(E_d - E_c)]^{-1}$; η — коэффициент динамической вязкости породы (грунта).

Для оценки приемлемости модели вязкоупругого тела для описания деформационных процессов в реальных горных породах используем способ построения диаграмм деформирования для конкретного эксперимента, изложенный в [2]. Для этого необходимо задать импульс давления $\sigma(t)$, из уравнения (2) найти изменение во времени деформации $\varepsilon(t)$ и, исключив время, построить диаграмму $\sigma(\varepsilon)$.

Учитывая, что форма импульса давления близка к симметричной (см. рис. 1), зададим напряжение в виде

$$\sigma(t) = A \sin(\omega t) = A \sin \frac{2\pi t}{T}, \quad (3)$$

где A — амплитуда нагружения; ω — круговая частота ($0 \leq \omega t \leq \pi$); T — период колебательного процесса. Подставив (3) в (2), получим

$$\mu\varepsilon + \dot{\varepsilon} = a \cos(\omega t) + b \sin(\omega t), \quad a = \frac{A\omega}{E_d}, \quad b = \frac{A\mu}{E_c}.$$

Это уравнение является линейным уравнением первого порядка, общее решение которого имеет вид

$$\varepsilon(t) = \exp\left(-\int \mu dt\right) \left[\int \exp\left(-\int \mu dt\right) (a \cos(\omega t) + b \sin(\omega t)) dt + C \right], \quad (4)$$

где C — постоянная интегрирования. Проинтегрируем уравнение (4) с учетом $\int \mu dt = \mu t$. Постоянная интегрирования находится из условия $\varepsilon(t) = 0$ при $t = 0$. В результате получим

$$\varepsilon(t) = \frac{1}{\mu^2 + \omega^2} [(a\omega + b\mu) \sin(\omega t) + (a\mu - b\omega)(\cos(\omega t) - \exp(-\mu t))]. \quad (5)$$

Исключив из (3) и (5) время t , находим уравнение диаграммы деформирования

$$\varepsilon(\sigma) = \frac{1}{\mu^2 + \omega^2} \left\{ (a\omega + b\mu) \frac{\sigma}{A} + (a\mu - b\omega) \left[\sqrt{1 - \frac{\sigma^2}{A^2}} - \exp\left(-\frac{\mu}{\omega} \arcsin \frac{\sigma}{A}\right) \right] \right\}. \quad (6)$$

По формуле (6) построена диаграмма динамического деформирования модельного материала, в качестве которого использовалось веретенное масло (кривая 1 на рис. 6). Точки — результаты экспериментов с нагружением в диапазоне $\sigma_1 = 77,8 \div 85,5$ МПа; $t_n = 2,71 \div 3,54$ мс; $t_+ = 4,60 \div 6,49$ мс.

На рис. 6 видно, что формула (6) удовлетворительно описывает механическое поведение среды при динамическом нагружении. Вследствие малой вязкости и большой скорости релаксации ветви нагружения и разгрузки совпадают; более того, динамическая сжимаемость масла совпадает с паспортной (статической), что характерно для жидкостей.

Кривыми 2, 3 на рис. 6 представлены диаграммы динамического деформирования горной породы (каменной соли) и грунта (керченской зеленой глины, имеющей влажность 23,5%), построенные по формуле (6). Для горной породы $\sigma_1^m = A = 9,1$ МПа; $T = 8$ мс; $\omega = 785,4$ с⁻¹; $E_c = 3,8$ ГПа; $E_d = 26,79$ ГПа; $\eta = 8,5$ МПа·с; для грунта $\sigma_1^m = A = 5$ МПа; $T = 14,4$ мс; $\omega = 436,1$ с⁻¹; $E_c = 28,8$ МПа; $E_d = 71,5$ МПа; $\eta = 0,196$ МПа·с. Кривые 2' и 3'

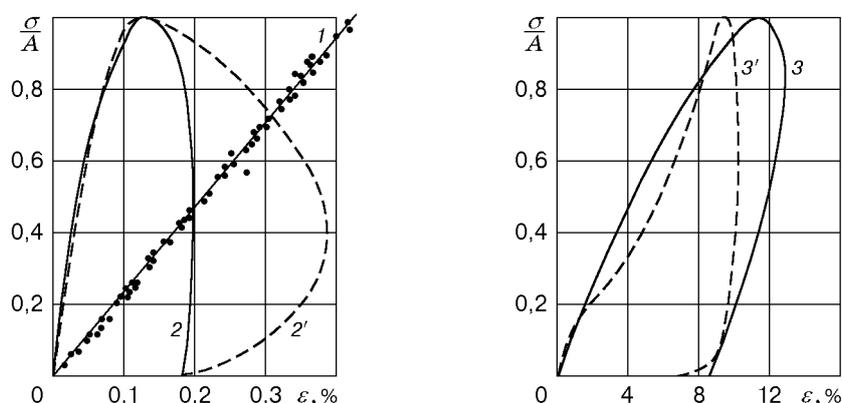


Рис. 6

представляют собой экспериментальные диаграммы. Удовлетворительное соответствие теоретических и экспериментальных диаграмм наблюдается только на стадии нагружения, где максимальные расхождения между ними не превышают $15 \div 17\%$ в скальных породах и 25% в грунтах (более значительные различия диаграмм деформирования грунтов на стадии нагружения связаны с принятой аппроксимацией импульса давления, график которого в грунтах имеет не полусинусоидальную, а ярко выраженную колоколообразную форму). Ветви разгрузки теоретических и экспериментальных диаграмм существенно различаются. Отметим, что для каменной соли максимум деформации как на теоретической, так и на экспериментальной диаграммах достигается тогда, когда напряжение в среде составляет около 40% амплитуды импульса давления, хотя их значения при этом различаются почти в $1,9\text{--}2$ раза. В то же время деформации, соответствующие моменту полной разгрузки по напряжениям, т. е. деформации последействия, совпадают с погрешностью до $6,1\%$. Различия во внешнем виде ветвей разгрузки скальных пород позволяют сделать вывод о том, что деформационный процесс определяется не только упругим и вязким (как это следует из уравнения состояния среды), но и другими механизмами деформирования, связанными прежде всего со структурной перестройкой (см. [6]).

Для грунтов максимум деформации на теоретической диаграмме достигается при $\sigma/A = 0,85$, а на экспериментальной — при напряжении, составляющем $60 \div 80\%$ амплитуды импульса давления. В области малых напряжений ($\sigma \leq 0,2A$) на теоретических и экспериментальных диаграммах ветви разгрузки практически совпадают (расхождение составляет не более 4%), причем деформации последействия различаются лишь на $19,2\%$. Тем не менее общий вид экспериментальной ветви разгрузки свидетельствует о том, что в грунте с таким фазовым составом деформационный процесс на стадии разгрузки протекает значительно быстрее и требует меньших затрат энергии, чем это следует из модели. Возможно, это связано с тем, что из-за малой структурной прочности грунтов перестройка их структуры при деформировании происходит преимущественно на стадии нагружения, а не разгрузки. В грунтах с большой влажностью, близкой к полному влагонасыщению, форма ветви разгрузки становится аналогичной описанной выше для скальных пород (см., например, [7]), причем различия в величине деформаций возрастают в $2,5\text{--}3$ раза, что может быть связано с влиянием миграции внутривлажной влаги.

Таким образом, релаксационные эффекты в динамике грунтов и горных пород зависят от механизмов релаксации, основными из которых являются вязкостный, структурный и миграционный (фильтрационный). Их учет необходим не только при анализе теоретических проблем механики грунтов и горных пород, но и при разработке импульсных технологий воздействия на подобные среды.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Орнатский Н. В.** Механика грунтов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962.
2. **Ляхов Г. М., Полякова Н. И.** Волны в плотных средах и нагрузки на сооружения. М.: Недра, 1967.
3. **Ставрогин А. Н., Певзнер Е. Д.** Физико-механические свойства пород при динамических нагрузках в условиях сложных напряженных состояний // Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Киев: Наук. думка, 1971. С. 204–206.
4. **Крюков Г. М., Горбонос М. Г.** Запаздывание разрушения и увеличение прочности горных пород при динамических нагружениях // Физ.-техн. пробл. разраб. полез. ископаемых. 1978. № 1. С. 41–47.
5. **Поведение грунтов под действием импульсных нагрузок** / А. А. Вовк, Б. В. Замышляев, Л. С. Евтерев и др. Киев: Наук. думка, 1984.
6. **Михалюк А. В., Захаров В. В.** Диссипация энергии динамического нагружения при квазиупругих деформационных процессах в горных породах // ПМТФ. 1997. Т. 38, № 2. С. 162–169.
7. **Михалюк А. В.** Горные породы при неравномерных динамических нагрузках. Киев: Наук. думка, 1980.
8. **Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М.** Механика сплошных сред. М.: Гостехтеоретиздат, 1954.
9. **Михалюк А. В., Захаров В. В.** Релаксационные явления в горных породах при динамических нагрузках // Физ.-техн. пробл. разраб. полез. ископаемых. 1998. № 4. С. 3–13.
10. **Оберт Л.** Хрупкое разрушение горных пород // Разрушение: В 7 т. М.: Мир, 1976. Т. 7, ч. 1. С. 59–128.
11. **Луцицкий И. В., Громин В. И., Ушаков Г. Д.** Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1967.
12. **Ставрогин А. Н., Протосеня А. Г.** Пластичность горных пород. М.: Недра, 1979.
13. **Финкель В. М.** Физика разрушения. М.: Металлургия, 1970.
14. **Wieniawski Z. T.** Fracture dynamics of rock // Intern. J. Fract. Mech. 1968. V. 4, N 4. P. 415–430.
15. **Лебедев А. Ф.** Уплотнение грунтов при различной их влажности. М.: Стройвоенмориздат, 1949.
16. **Ставницер Р. Л.** Деформации оснований сооружений от ударных нагрузок. М.: Стройиздат, 1969.

Поступила в редакцию 16/II 1999 г.
