

**Деформации, обусловленные процессами
уплотнения, разуплотнения и фазовыми
переходами во внутренних структурах
Земли**

© Г. Г. Кулиев, 2013

Институт геологии НАН Азербайджана, Баку,
Азербайджан

Поступила 1 декабря 2011 г.

Представлено членом редколлегии С. А. Выжвой

Досліджено питання розподілу густини середовища залежно від змінення деформації із застосуванням некласичного лінеаризованого підходу в межах теорій малих і великих початкових деформацій із залученням пружних потенціалів. Показано, що ця залежність для різних геологічних середовищ є нестійкою. Процеси деформації зумовлюють утворення зон розуцільнення. За наявності у геологічній структурі різного роду включень, вільних поверхонь і поверхонь, що контактують, а також порожнин процес деформування проходить інакше, ніж передбачалося в експериментах. Зіставлення теоретичних даних і результатів експериментальних досліджень дало змогу дійти висновку, що за певних геологічних умов процеси втрати стійкості пружного стану рівноваги за геометричним формозміненням і "внутрішньою" нестійкістю передують процесам фазових переходів різних мінеральних систем.

Questions of distribution of medium depending on changes of deformation have been studied involving various elastic potentials using non-classical linearized approach within the limits of theory of small and large initial deformations and it has been shown that this dependence for various geological media is instable. Given processes contribute to emergence of structures of formation deconsolidation zones. In presence of different kinds of inclusions, free and contacted surfaces and cavities the process of deformation occurs differently than assumed in experiments. Comparing the received theoretical results with results of known experimental studies, it has been shown that the processes of loss of stability of elastic state of equilibrium on geometric shape change and on "internal" instability precedes the processes of phase transitions of various mineral systems.

Проблемы распределения плотности среды, зоны малых сдвиговых сопротивлений, вещественного и энергетического массопотоков во внутренних структурах Земли относятся к фундаментальным и имеют важное значение при исследовании различных практических геолого-геофизических задач. Многие процессы внутренней динамики Земли либо обусловлены, либо сопровождаются ими, либо являются основными элементами естественного механизма их протекания в ходе эволюции, где деформации играют существенную роль.

В этом направлении проводятся многочисленные теоретические и экспериментальные исследования. Наряду с фундаментальными вопросами рассматриваются также различные практические задачи. В частности, можно указать на последние работы [Беляков и др., 2000; Павленкова, 2002; Русинов, 2005; Соколовский и др., 2007; Тимурзиев, 2009; Корчин, 2007; Кулиев, 2011; Nettles, Dziewonski, 2008; Lee et al., 2009; Anderson, 2010; Green et al., 2010; Holtzman et al., 2010; Guliyev, 2011; Dean, Gudmundur, 2011], где приводятся также ссылки на другие источники.

В настоящем сообщении исследуется вопрос распределения плотности среды в зависимости от изменения деформации и показывается, что эта зависимость для различных геологических сред является неустойчивой. Выделяются разные формы неустойчивости. Данный теоретический результат наводит на мысль, что существует общий механизм уплотнения сжимающейся среды, которая на отдельных этапах процесса переходит к разуплотнению. Показано, что в зависимости от реализуемых форм неустойчивости, геометрических форм и структуры среды исследуемые процессы имеют свою специфику. В то же время неустойчивость деформирования способствует возникновению структур, которые благоприятны для образования зон разуплотнения. В дальнейшей эволюции некоторые из этих зон разуплотнения могут превратиться в очаг разжиженных масс и дать начало массопотоку по различным направлениям. Путем сопоставления полученных в данной работе теоретических результатов с результатами известных экспериментальных исследований доказано, что при определенных горно-геологических условиях процессы потери устойчивости упругого состояния равновесия по геометрическому формоизменению и "внутренней" неустойчивости предшествуют процессам фазовых переходов различных минеральных систем.

1. Распределение плотности, дебаевская температура, параметр Грюнайзена, решеточная часть коэффициента теплопроводности, удельная энтропия среды, адиабатическая температура, температура плавления, скачки энтропии и теплового эффекта при фазовых переходах, наклон кривой фазового равновесия и теплота кристаллизации для мантии и ядра являются основными параметрами внутреннего строения Земли в параметрических моделях [Жарков, 1983]. При их определении необходимо знать приращение плотности по глубине недр. С использованием известных соотношений нелинейной теории деформируемых твердых тел [Кулиев, Аскеров, 2007] для определения изменений плотности в зависимости от изменений деформации были получены аналитические соотношения. В современных моделях для нахождения приращения плотности применяется уравнение Адамса — Вильямсона [Жарков, 1983].

В научной литературе отмечается, что указанная зависимость хорошо описывается формулой Адамса — Вильямсона для глубин, превышающих 670 км. Главные недостатки этой формулы: 1) неучет в ней фазовых переходов;

2) неучет неравномерности деформированных состояний (которая более характерна для структур до глубин 670 км).

В данной статье применяются формулы [Кулиев, Аскеров, 2007], которые свободны от указанных изъянов и являются точными и наиболее общими в рамках механики сплошных сред. Следует подчеркнуть важный универсальный характер этой зависимости. Природа деформаций (она может быть вызвана тектоническими, гравитационными, геохимическими, гидромеханическими, термическими, радиационными и другими причинами) здесь произвольная, и параметры напряженного состояния, физико-механических, химических, температурных и других полей в нее в явной форме не входят. Деформации могут быть малыми и большими (конечными), линейными и нелинейными, упругими, упругопластичными, пластичными, вязкими и другими и относятся к изотропным, анизотропным однородным и неоднородным (гетерогенным) средам. Эти факторы имеют очень большое значение для постановки и проведения экспериментальных исследований, а также для интерпретации результатов сейсмических и других геофизических работ на недоступных (для непосредственного наблюдения и измерения) глубинах Земли. В частности, зависимости, отраженные на рис. 1 [Guliyev, 2010], показывают, что неравномерность деформаций существенно влияет на прирост плотности.

Нелинейная и неклассически линеаризованная теории деформаций в настоящее время находят широкое применение во многих разде-

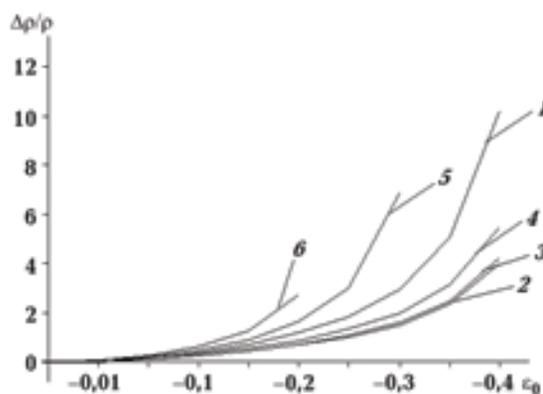


Рис. 1. Приращение плотности в случае трехмерного неравномерного деформирования [Guliyev, 2010]: 1 — $\alpha = \beta = \gamma = 1$; 2 — $\alpha = \beta = 1, \gamma = 0,01$; 3 — $\alpha = \beta = 1, \gamma = 0,1$; 4 — $\alpha = \beta = 1, \gamma = 0,5$; 5 — $\alpha = \beta = 1, \gamma = 1,5$; 6 — $\alpha = \beta = 1, \gamma = 2$; $\epsilon_1 = \alpha \epsilon_0$, $\epsilon_2 = \beta \epsilon_0$, $\epsilon_3 = \gamma \epsilon_0$.

лах науки о Земле. Такая интеграция наук позволяет исследовать конкретные научные практические задачи и выявить роль деформаций в геологических, геофизических, сейсмологических и горно-механических процессах [Александров и др., 2001; Продайвода и др., 2004; Выжва и др., 2005; Guliyev, 2010].

2. В известной книге [Жарков, 1983] приводятся следующие результаты об относительном уменьшении объема при фазовых переходах в предположении нормальных условий: для состава 90 % $MgSiO_3$ — 10 % Al_2O_3 фазовые переходы (по Лин-гун Лиу) ортопироксен → гранат; гранат → ильменит; ильменит → перовскит происходят при относительном уменьшении объема соответственно на 7,8; 8,0 и 6,9%. Используя эти данные и формулы из нашей работы [Кулиев, Аскеров, 2007; Guliyev, Asgerov, 2006], получим, что при вышеприведенных относительных изменениях объема соответствующие изменения плотности ρ^*/ρ имеют значения 8,45; 8,7 и 7,4%.

В общем случае искомый параметр определяется по формуле

$$\rho^*/\rho = \left(1 + A\varepsilon_0 + B\varepsilon_0^3 + C\varepsilon_0^3 \right)^{-1/2},$$

$$\varepsilon_1 = \alpha\varepsilon_0, \quad \varepsilon_2 = \beta\varepsilon_0, \quad \varepsilon_3 = \gamma\varepsilon_0,$$

$$A = 2(\alpha + \beta + \gamma), \quad B = 4(\alpha\beta + \alpha\gamma + \beta\gamma),$$

$$C = 8\alpha\beta\gamma. \quad (1)$$

Здесь ε_0 — параметр всесторонней деформации; α, β, γ — вещественные числа.

С учетом формулы (1) выясним, при каких деформационных состояниях могут происходить такие плотностные изменения. Численные значения ρ^*/ρ , рассчитанные при различных неравномерных однородных деформационных состояниях, представлены на рис. 2: переход энстатита с плотностью 3,22 г/см³ в гранат с плотностью 3,47 г/см³ может происходить при относительном изменении плотности на 8,45%. В данном примере этому процессу соответствуют следующие случаи неоднородной деформированности: $\varepsilon_0 = -0,02, \alpha = \beta = 1, \gamma = 2$; $\varepsilon_0 = -0,055, \alpha = \beta = 0,2, \gamma = 1$; $\varepsilon_0 = -0,045, \alpha = \beta = 0,4, \gamma = 1$; $\varepsilon_0 = -0,04, \alpha = \beta = 0,5, \gamma = 1$; $\varepsilon_0 = -0,03, \alpha = \beta = 1, \gamma = 0,6$.

Из рис. 2 следует, что могут быть и другие варианты.

Выясним, при каких деформационных состояниях гранат с плотностью 3,47 г/см³ может переходить в ильменит с плотностью 3,77 г/см³,

т. е. как происходит относительное плотностное изменение на 8,7%. Из результатов рис. 2 видно, что такие изменения могут иметь место при условиях: $\varepsilon_0 = -0,021, \alpha = \beta = 1, \gamma = 2$; $\varepsilon_0 = -0,01, \alpha = \beta = 1, \gamma = 3,5$; $\varepsilon_0 = -0,05, \alpha = \beta = 0,25, \gamma = 1$; $\varepsilon_0 = -0,04, \alpha = \beta = 0,5, \gamma = 1$; $\varepsilon_0 = -0,03, \alpha = \beta = 1, \gamma = 0,7$.

Далее определим количественные характеристики напряжений рассматриваемых деформированных состояний, исходя из известных соотношений теории упругости.

1. Расчеты для перехода энстатит → гранат. Рассмотрим следующие конкретные варианты, используя формулы механики:

а) в случае $\varepsilon_0 = -0,02, \alpha = \beta = 1, \gamma = 2$; $\alpha + \beta + \gamma = 4$ деформированное состояние $\varepsilon_{11} = \varepsilon_{22} \sim 2\%$ и $\varepsilon_{33} \sim 4\%$ вызывается напряжениями $\sigma_{11} = \sigma_{22} = -84,8$ кбар (по системе СИ 1 бар = 10⁵ Па), $\sigma_{33} = -116,64$ кбар;

б) в случае $\varepsilon_0 = -0,055, \alpha = \beta = 0,2, \gamma = 1$; $\alpha + \beta + \gamma = 1,4$ деформированное состояние $\varepsilon_{11} = \varepsilon_{22} \sim 1,1\%$ и $\varepsilon_{33} \sim 5,5\%$ вызывается напряжениями $\sigma_{11} = \sigma_{22} = -68,75$ кбар, $\sigma_{33} = -138,6$ кбар;

в) в случае $\varepsilon_0 = -0,03, \alpha = \beta = 1, \gamma = 0,6$; $\alpha + \beta + \gamma = 2,6$ деформированное состояние $\varepsilon_{11} = \varepsilon_{22} \sim 3\%$ и $\varepsilon_{33} \sim 1,8\%$ вызывается напряжениями $\sigma_{11} = \sigma_{22} = -99,4$ кбар, $\sigma_{33} = -80,31$ кбар.

Аналогичные расчеты можно выполнить и для фазовых переходов гранат → ильменит и ильменит → перовскит.

Следует отметить, что данные рис. 2 получены с учетом температуры. В то же время этот фактор в используемых формулах механики не учтен. Их учет может привести к некоторым уточнениям значений напряжений.

Для малых упругих всесторонних деформаций зависимости изменения плотности от давления можно определить по следующей фор-

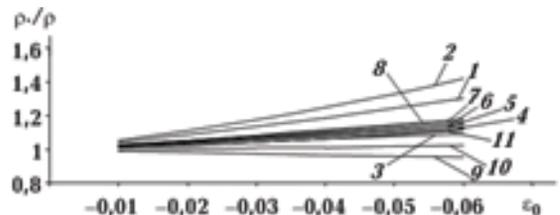


Рис. 2. Зависимость прироста плотности от деформации: 1 — $\alpha = \beta = 1, \gamma = 2$; 2 — $\alpha = \beta = 1, \gamma = 3$; 3 — $\alpha = \beta = 0,2, \gamma = 1$; 4 — $\alpha = \beta = 0,4, \gamma = 1$; 5 — $\alpha = \beta = 0,5, \gamma = 1$; 6 — $\alpha = \beta = 1, \gamma = 0,2$; 7 — $\alpha = \beta = 1, \gamma = 0,4$; 8 — $\alpha = \beta = 1, \gamma = 0,6$; 9 — $\alpha = \beta = -1, \gamma = 1$; 10 — $\alpha = \beta = -1, \gamma = 2$; 11 — $\alpha = \beta = -1, \gamma = 3$.

муле [Кулиев, Аскеров, 2007]:

$$\rho^* / \rho = \left(1 - 3x + 3x^2 - x^3 \right)^{-1/2},$$

$$x = \frac{1 - 2\nu}{\mu(1 + \nu)} P. \quad (2)$$

На рис. 3 представлены рассчитанные по формуле (2) численные значения ρ^* / ρ и ϵ_0 для различных пород в зависимости от увеличения всестороннего давления.

Результаты расчетов, соответствующие фазовым переходам: 1) энстатит → гранат; 2) гранат → ильменит; 3) ильменит → перовскит, в предположении всесторонней деформации приведены в табл. 1. Здесь $S_{\beta\beta}$ — физическая составляющая тензора напряжений (измеряется на единице площади в недеформированном (естественном) состоянии). В рамках теории больших начальных деформаций, в случае применения квадратичного потенциала, эти напряжения рассчитываются с помощью формулы [Гузь, 1989]:

$$S_{\beta\beta} = \frac{\lambda}{2} (\lambda_1^2 + \lambda_2^2 + \lambda_3^2 - 3) + \mu (\lambda_\beta^3 - 1). \quad (3)$$

Данные о физико-механических параметрах некоторых пород приведены в работах [Жарков, 1983; Рингвуд, 1982].

3. Ранее [Кулиев, Аскеров, 2007], исходя из решения задач механики, было показано, что зависимость изменения ρ^* / ρ от увеличения деформации не является непрерывной, т. е. при определенных значениях деформации по различным формам может реализоваться потеря устойчивости состояния равновесия различных геометрических форм деформируемых тел при сжатии. Величины этих критических деформаций существенно зависят от характера воздействий. Для консервативных, неконсервативных и комбинированных (на одной части поверхности тела действуют консервативные, а на остальной части поверхности — неконсер-

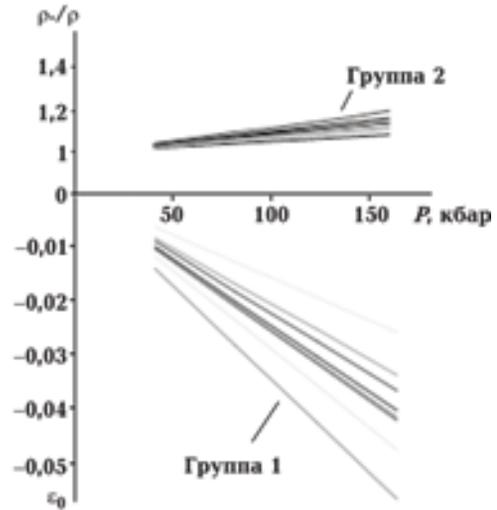


Рис. 3. Зависимость прироста плотности и деформации от величин давления. Линии для группы 1 расположены сверху вниз в следующей последовательности: шпинель Fe_2SiO_4 ; гранат (Ca, Ма, Fe^{+2} , Mn); оливин $Mg_{0,4}Fe_{1,6}SiO_4$; фаялит Fe_2SiO_4 ; форстерит Mg_2SiO_4 ; оливин $Mg_{1,0}Fe_{1,0}SiO_4$; оливин $Mg_{1,8}Fe_{0,2}$; энстатит $MgSiO_3$; гранат (Al, Fe^{+3} , Cr). В группе 2 эти линии расположены наоборот, т. е. снизу вверх.

вативные силы) внешних нагрузок для разных форм тел значения критических деформаций значительно различаются. Существуют также различия, связанные с формами потери устойчивости состояния равновесия. Выделяются два класса. В первом в процессе неустойчивости реализуются геометрические изменения в форме деформируемого тела, во втором — происходит "внутренняя" неустойчивость, которая соответствует потере сплошности среды и трактуется как начало процесса разрушения. Причем второму классу может предшествовать процесс первого класса (это не является необходимым условием).

Исследование напряженно-деформированного состояния занимает центральное место в совокупности вопросов механики горных пород, относящихся к горным выработкам, сква-

Т а б л и ц а 1

Номер перехода	λ	μ	ϵ_0	λ_1	S_{11}^0	σ_{11}
1	662	796	-0,0264	0,9732	-114,634	-94,4592
2	1020	800	-0,027	0,9726	-146,537	-125,82
3	1512,35	815,29	-0,0235	0,9762	-163,418	-144,939

жинам и др. В механике горных пород используется термин "устойчивость выработок", под которым в большинстве случаев понимается определение напряженно-деформированного состояния возле концентраторов с дальнейшей его оценкой с позиций теории прочности, теории пластических течений, теории механики разрушения и др.

Известно, что при потере устойчивости происходят большие перемещения и деформации, величины которых значительно больше, чем деформаций и перемещений в докритическом состоянии. Это приводит к тому, что контуры концентраторов (горных выработок, скважин, неоднородных включений и др.) могут принимать такие формы, которые нельзя определить путем решения задач о напряженно-деформированном состоянии в линейной постановке. Такая ситуация делает непредсказуемой попытку определения направлений трещин разрушений, направлений пластических течений, направлений разрыхления и др.

Неустойчивость полос. Конкретные решения задач устойчивости в трехмерной постановке для полос в случаях изотропных и анизотропных моделей упругих и упругопластических сред приводятся в работе [Guliyev, 2010].

Поверхностная неустойчивость. Процесс потери устойчивости состояния равновесия по геометрическому формоизменению в окрестностях свободных и нагруженных поверхностей может предшествовать процессам пластической деформации, разрушения и фазовых переходов. В работе [Guliyev, 2010] приведены аналитические формулы для расчета величины критических нагрузок потери устойчивости состояния равновесия по приповерхностной форме полупространства (задачи решены для случая плоской деформации).

Локальная потеря устойчивости в окрестностях цилиндрических полостей. Задачи трехмерной неустойчивости в окрестностях цилиндрических поверхностей при различных однородных и неоднородных напряженных состояниях исследованы в работе [Кулиев, 1987].

При неоднородном напряженном состоянии в окрестности цилиндрических полостей в изотропных и анизотропных средах упругие и упругопластические задачи устойчивости решаются с применением вариационных методов. При определенных соотношениях внешних воздействий в окрестности скважины возникают однородные напряженные состояния. В этих случаях удается получить решение в аналитическом виде. В частности, для случая теории больш-

ших начальных деформаций при использовании квадратичного потенциала [Guliyev, 2011] оно имеет вид

$$\lambda_1^* < (\lambda_1)_* < 1; \lambda_1^* = \left(\frac{1 + \nu}{2 - \nu} \right)^{\frac{1}{2}};$$

$$(\lambda_1)_* = \sqrt{\frac{3}{3 - 2x}};$$

$$x = - \frac{3\lambda + 5\mu}{8 \left(\lambda + \frac{2}{3} \mu \right)} \times$$

$$\times \left\{ 1 - \left[1 - \frac{16\mu(\lambda + \mu)}{(3\lambda + 5\mu)^2} \right]^{\frac{1}{2}} \right\} =$$

$$= - \frac{3(5 - 4\nu)}{16(1 + \nu)} \left\{ 1 - \left[1 - \frac{16(1 - 2\nu)}{(5 - 4\nu)^2} \right]^{\frac{1}{2}} \right\}. \quad (4)$$

Результаты, полученные по формулам (1) и (4), представлены в табл. 2 и 3.

В табл. 3 приведены также численные значения для физической составляющей тензора напряжений. В рамках теории больших начальных деформаций, в случае применения квадратичного потенциала, эти напряжения рассчитаны с помощью формулы (3). Результаты соответствуют случаю всестороннего сжатия, т. е. $\lambda_1 = \lambda_2 = \lambda_3$.

Для второго варианта теории малых начальных деформаций с использованием потенциала линейного упругого изотропного тела имеем

$$P_* = P_2 = \frac{3\lambda + 5\mu}{4} \left\{ 1 - \left[1 - \frac{16\mu(\lambda + \mu)}{(3\lambda + 5\mu)^2} \right]^{\frac{1}{2}} \right\} =$$

$$= \frac{5 - 4\nu}{8(1 + \nu)(1 - 2\nu)} \left\{ 1 - \left[1 - \frac{16(1 - 2\nu)}{(5 - 4\nu)^2} \right]^{\frac{1}{2}} \right\}. \quad (5)$$

Т а б л и ц а 2

ν	0,1	0,2	0,3	0,4
$(\lambda_1)_*$	0,91	0,94	0,95	0,98
$(\varepsilon_0)_*$	-0,08595	-0,0582	-0,04875	-0,0198
$\left(\frac{\rho^*}{\rho}\right)_*$	1,3270	1,2040	1,1663	1,0625
λ_1^*	0,76	0,82	0,87	0,94
$(\varepsilon_0)^*$	-0,2112	-0,1638	-0,12155	-0,0582
$\left(\frac{\rho^*}{\rho}\right)^*$	2,2780	1,8137	1,5186	1,2040

Результаты, полученные по формуле (5), приведены в табл. 4 (P_* — критическое значение параметра внешней силы соответствующей внутренней неустойчивости).

Неустойчивость включений в виде сплошных цилиндрических тел в геологической среде. Критические силы потери устойчивости трехсторонне сжатых цилиндрических тел определяются с помощью формул, приведенных в работах [Кулиев, 1987; Guliyev, 2010]. Результаты расчетов, полученные по формулам работы [Кулиев, 1987] для некоторых пород при моделировании процесса деформирования сплошных цилиндрических включений в виде линейно-

упругой изотропной среды, показаны на рис. 4. Цифры 1—3 на графиках соответствуют номерам фазовых переходов, указанных в табл. 1. Параметр тонкостенности χ определяется по формуле $\chi = m \frac{\pi}{l} R$, где m — число полувольт потери устойчивости; R — радиус цилиндра; l — длина цилиндра.

Обсуждение результатов. 1. О влиянии неравномерности деформаций на распределение плотности с увеличением деформаций можно судить по результатам, представленным на рис. 1. Например, прирост плотности $\Delta\rho/\rho = 1,8$ при всестороннем давлении ($\alpha = \beta = \gamma = 1$

Т а б л и ц а 3

Порода	λ_1^*	$(\lambda_1)_*$	ε_0^*	$(\varepsilon_0)_*$	$\left(\frac{\rho^*}{\rho}\right)^*$	$\left(\frac{\rho^*}{\rho}\right)_*$	$(S_{11}^0)^*$, кбар	$(S_{11}^0)_{**}$, кбар
Форстерит	0,839084	0,94392	-0,14797	-0,05451	1,692717	1,189035	-660,755	-250,057
Оливин-1	0,832984	0,941711	-0,15307	-0,05659	1,730174	1,197423	-678,993	-258,444
Оливин-2	0,851196	0,948289	-0,13773	-0,05037	1,62148	1,172674	-604,367	-226,173
Оливин-3	0,892175	0,962906	-0,10201	-0,03641	1,408151	1,120078	-492,645	-177,917
Фаялит	0,891633	0,962714	-0,1025	-0,03659	1,410721	1,120747	-449,727	-162,493
Шпинель	0,889347	0,961905	-0,10453	-0,03737	1,42163	1,123577	-716,063	-259,218
Гранат ₁	0,863368	0,952658	-0,1273	-0,04622	1,553863	1,156617	-683,21	-252,898
Гранат ₂	0,851138	0,948268	-0,13778	-0,05039	1,621812	1,172752	-531,847	-199,044
Энстатит	0,829716	0,940525	-0,15579	-0,05771	1,7507	1,201958	-642,116	-245,174

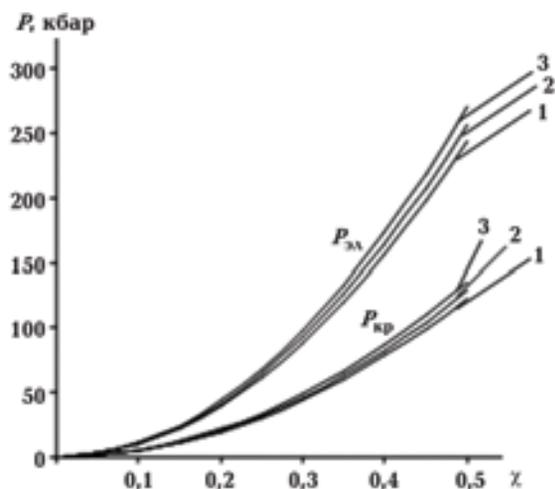


Рис. 4. Зависимость критических давлений от параметра тонкостенности: $P_{эл}$ — эйлерова критическая нагрузка (одноосное сжатие вдоль оси цилиндра); $P_{кр}$ — критическая нагрузка при всестороннем сжатии, когда внешнее воздействие на цилиндрической поверхности задается в виде консервативных нагрузок. Объяснение в тексте.

— линия 0) достигается при деформации $\epsilon_0 = -0,21$. Это же значение прироста плотности при уменьшении вертикальной составляющей деформации ϵ_3 (при сохранении постоянными горизонтальных составляющих деформаций ϵ_1, ϵ_2) получается при значительном возрастании ϵ_0 (линии 1—3). При увеличении вертикальной составляющей деформации ϵ_3 (при сохранении постоянными горизонтальных со-

ставляющих деформаций ϵ_1, ϵ_2) все происходит наоборот (линии 4, 5).

2. Хорошо известны экспериментальные результаты Рингвуда, Мэджера, Акимото и Лингун Лиу о взаимосвязи давлений, температур, глубин фазовых переходов для различных минеральных систем в зависимости от их молярного состава [Жарков, 1983]. Они получены в предположении непрерывного деформирования испытуемых однородных образцов. В естественных условиях мантии Земли нет возможности проверки данного предположения, в связи с чем непосредственный перенос указанных экспериментальных результатов на естественные условия мантии Земли и проведение на этой базе какой-либо интерпретации относительно глубин и давлений фазовых переходов может привести к неверным выводам. Согласно полученным выше результатам (табл. 2—4 и рис. 4), при наличии в геологической структуре включений различного рода, свободных и контактируемых поверхностей и полостей процесс деформирования происходит иначе, чем предполагалось в экспериментах. Возникшие напряженно-деформированные состояния и распределения плотности с увеличением глубины в таких условиях изменяются и могут существенно влиять на дальнейшие процессы деформирования, фазовых переходов и на их взаимосвязи.

Для выяснения рассматриваемых вопросов экспериментальные результаты, полученные для оливиновой $(Mg, Fe)_2 SiO_4$ и пироксеновой сис-

Т а б л и ц а 4

ν	0,1	0,2	0,3	0,4
$\frac{P_*}{E}$	0,245	0,236	0,233	0,227
$\left(\frac{\rho_*}{\rho}\right)_*$	2,1093	1,6478	1,3626	1,1535
$(\epsilon_0)_*$	-0,196	-0,1416	-0,0932	-0,0454
$\frac{P^*}{E}$	0,454	0,416	0,384	0,357
$\left(\frac{\rho_*}{\rho}\right)^*$	6,9876	2,8216	1,7342	1,2600
$(\epsilon_0)^*$	-0,3632	-0,2496	-0,1536	-0,0714

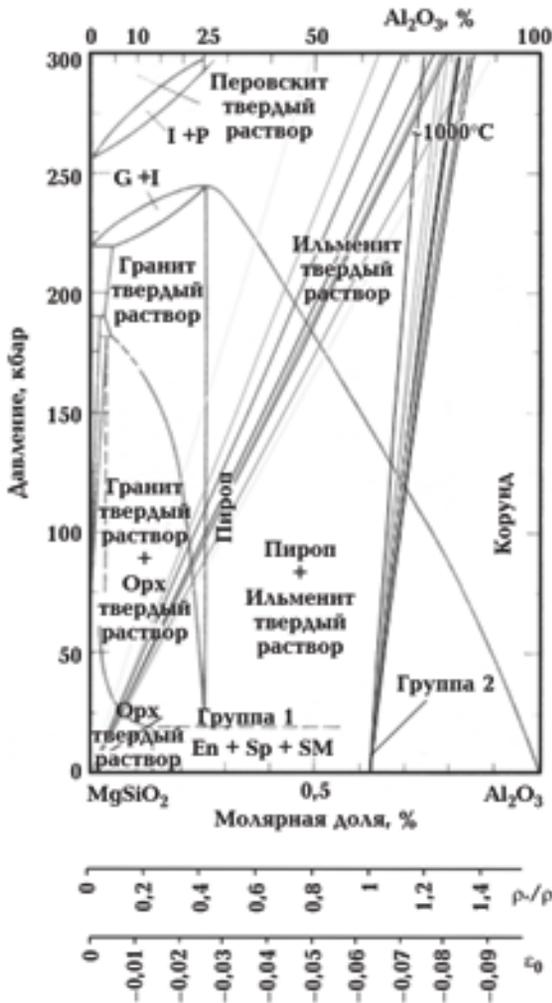


Рис. 5. Изотермическое сечение ($T \sim 1000^\circ\text{C}$) фазовой диаграммы $\text{MgSiO}_3\text{—Al}_2\text{O}_3$. Обозначения: Орх — ортопироксен, En — энстатит, Sill — силлиманит, G — гранат, I — ильменит, P — перовскит, Sp — шпинель (автор Лин-гун Лиу) [Жарков, 1983]; p = p — раствор. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

тем (Mg, Fe) SiO_3 , сопоставлены с результатами, представленными на рис. 3. Они отражены на рис. 5—7. Каждой точке на приведенных линиях соответствуют значения давлений (на вертикальной оси), деформаций (на горизонтальной оси для ϵ_0), плотности (на горизонтальной оси для ρ_*/ρ) и молярная доля состава на оси OX . Сопоставление этих результатов с результатами, представленными в табл. 2—4 и на рис. 4, позволяет судить о влиянии увеличения давления P на процесс деформирования, выделить состояния устойчивости и неустойчивости оливиновой и пироксеновой систем в различных молярных составах.

В частности, из анализа рис. 6 следует, что при наличии в геологической среде включения прямолинейной цилиндрической (полной) формы состояние упругого равновесия при достаточно малых давлениях и деформациях является неустойчивым. Критические давления и деформации с увеличением параметра тонкостенности нелинейно возрастают. Следовательно, в данном случае процесс потери устойчивости

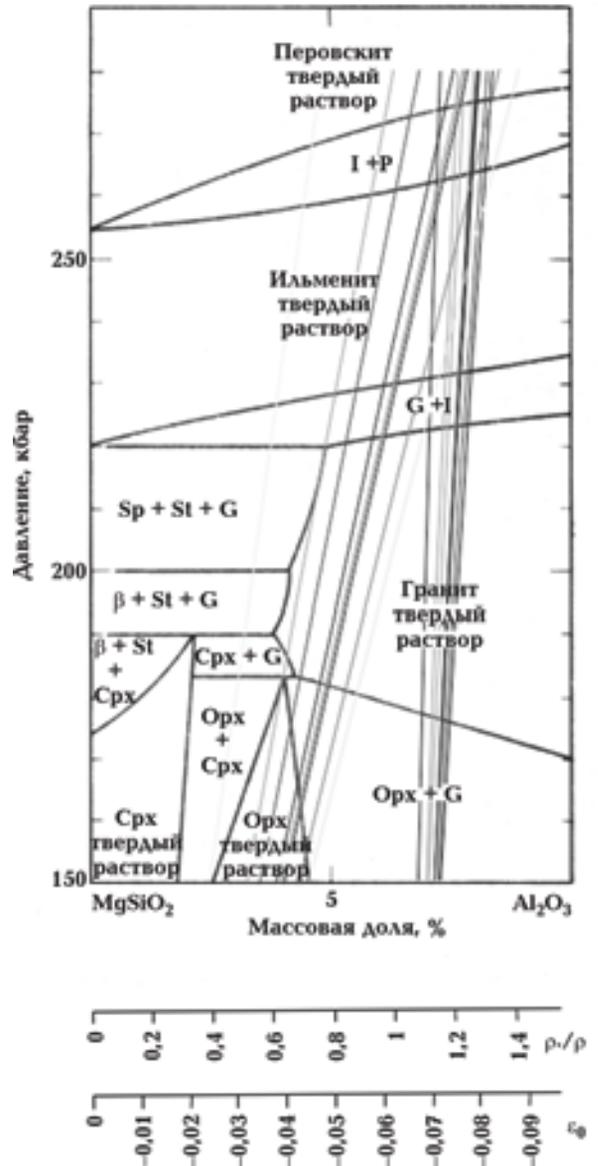


Рис. 6. Изотермическое сечение ($T \sim 1000^\circ\text{C}$) участка фазовой диаграммы MgSiO_3 (90%) — Al_2O_3 (10%) в укрепленном виде в области давлений 150—290 кбар: β и Sp — β - и γ -фазы оливины, St — стишовит, Srx — клинопироксен (автор Лин-гун Лиу) [Жарков, 1983]. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

состояния упругого равновесия по геометрическому формоизменению вполне может предшествовать процессу фазового перехода. Это кардинально может изменить интерпретацию экспериментальных результатов. Вследствие потери устойчивости состояния равновесия структура среды может искривляться при напряжениях (соответствующие $(\epsilon_0)_*$), значения которых намного меньше, чем напряжения фазовых переходов. При искривлении в структуре образцов дополнительно возникают внутренние самоуравновешенные напряжения [Гузь, 1989; Guliyev, 2010]. Сумма внешних (литостатических) и внутренних (возникающих при искривлении структур) напряжений может быть достаточной для образования фазовых переходов. В другом варианте эти самоуравновешенные напряжения в локальной зоне могут иметь другой знак, чем литостатическое давление. В таком случае суммарное давление будет меньше. Если литостатическое давление близко к давлениям фазового перехода, то вследствие указанного механизма фазовый переход на данной глубине не будет реализован. На этих рисунках внизу указаны две горизонтальные оси. В них масштабы для ρ_*/ρ относятся к данным группы 2, а для ϵ_0 — к данным группы 1.

3. Из описываемых результатов следует не менее важный вывод о возможности реализации процесса разуплотнения путем "встреливания" стенок цилиндрической полости при значительно меньших напряжениях $(S_{11}^0)_*$, соответствующих $(\epsilon_0)_*$, чем напряжения $(S_{11}^0)^*$, соответствующие предельной прочности (напряжения, соответствующие $(\epsilon_0)^*$) пород. Данный механизм связан с тем, что задолго до достижения теоретических пределов прочности $(\epsilon_0)^*$ среды происходит потеря устойчивости упругого состояния равновесия и структура искривляется. Вследствие этого поверхность цилиндрической полости "встреливается" (механизм разрушения путем "встреливания" хорошо известен в горной механике; многие аварии в угольных шахтах происходит именно по этому механизму), происходит разрушение и полость наполняется разрыхленной породой. Из анализа рис. 6 видно, что с увеличением R/l критическая сила потери устойчивости возрастает. С увеличением числа полуоволн потери устойчивости m соответствующие отношению R/l уменьшается. Следовательно, более тонкие цилиндрические тела в результате потери устойчивости из прямолинейной формы равновесия переходят к искривленной (со многими гармониками) форме равновесия

при незначительных сжатиях. Естественно, что при этом реализация процесса разрушения, вызванного дополнительными напряжениями искривлений и разрыхления породы, более вероятно. Сравнение этих результатов с результатами рис. 5—7 показывает, что для исследуемых значений χ процесс потери устойчивости упругого состояния равновесия предшествует процессам фазового перехода в рассматриваемом случае. Для малых χ значение $P_{кр}$ на порядок и более меньше, чем давление фазового перехода.

4. Сравнение результатов рис. 6 и 1 показывает, что прирост плотности с увеличением деформаций является неустойчивым. Вследствие этой неустойчивости процесс возрастания плот-

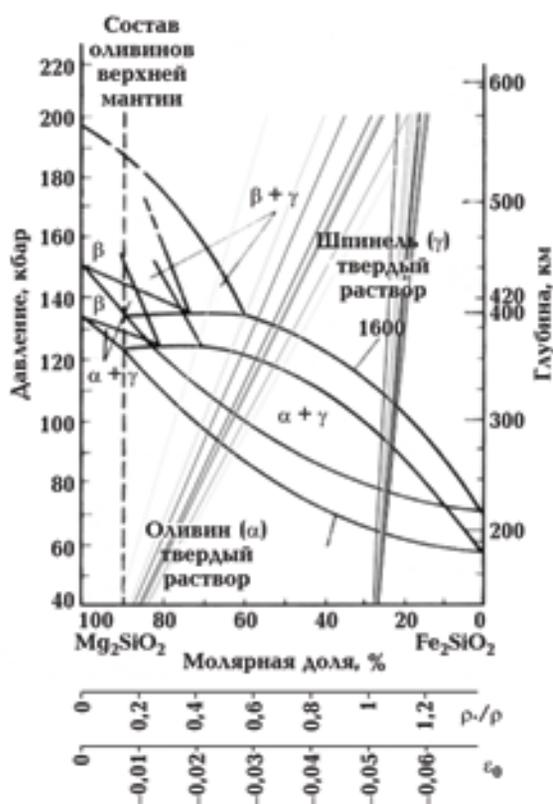


Рис. 7. Фазовая диаграмма системы Mg_2SiO_4 — Fe_2SiO_4 . Показаны два совмещенных изотермических сечения при 1200 и 1600 °С. Сечение при 1600 °С построено путем экстраполяции экспериментально полученных сечений при 800, 1000 и 1200 °С. По оси абсцисс отложен состав, по оси ординат — давление (слева) и соответствующие глубины в недрах Земли (справа); α — оливиновая фаза, γ — шпинелевая фаза, β — фаза модифицированной шпинели (автор Акимото) [Жарков, 1983]. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

ности может перейти к процессу разуплотнения. В результате при определенных горно-геологических условиях на разных глубинах мантии (также в коре) по различным механизмам (один из возможных механизмов изложен выше в п. 3) образуются зоны разуплотнения (зоны малых сдвиговых сопротивлений; волноводы).

5. Согласно концепции неустойчивости, считается, что при достижении величин λ_1^* и P^* в окрестности цилиндрической полости происходит хрупкое разрушение соответственно при больших и малых начальных деформациях. Из приведенных данных в табл. 2—4 следует, что как при малых, так и при больших начальных деформациях в случае реализации в окрестности цилиндрической полости однородных напряженных состояний процесс потери устойчивости упругого состояния равновесия предшествует процессу разрушения.

Таким образом, вероятно возможность того, что процесс потери устойчивости упругого состояния равновесия предшествует процессам пластического деформирования, фазовых переходов и хрупкого разрушения. Поэтому при оценке напряженного состояния в каждом конкретном случае необходимо также проверять возможности реализации последовательности указанных процессов.

Полученные численные результаты убедительно показывают, что на различных глубинах недр Земли в результате деформационных процессов реализуются специфические процессы уплотнения и разуплотнения. Совместно с соответствующими структурными изменениями данные процессы способствуют образованию очагов разжиженных масс. В ходе дальнейшей эволюции внутренних структур по различным механизмам эти массы начинают перемещаться и формируют разнообразные массопотоки.

Список литературы

- Александров К.С., Прогайвода Г.Т., Маслов Б.П. Метод определения нелинейных упругих свойств горных пород // Докл. НАН Украины. — 2001. — 380, № 1. — С. 109—112.
- Беляков С.А., Бондаренко Г.Е., Иванюк В.В., Смирнов А.В. Новые данные о позднемезозойских сдвиговых деформациях чехла северной части Западно-Сибирской плиты // Докл. АН. — 2000. — 372, № 4. — С. 510—513.
- Выжва С.А., Маслов Б.П., Прогайвода Г.Т. Эффективные упругие свойства нелинейных многокомпонентных геологических сред // Геофиз. журн. — 2005. — 27, № 6. — С. 1012—1022.
- Гузь А.Н. Механика разрушения композитных материалов при сжатии. — Киев: Наук. думка, 1989. — 632 с.
- Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планеты. — Москва: Наука, 1983. — 416 с.
- Корчин В.А. Структурные особенности минеральной среды в РТ-условиях различных глубин земной коры // Геофиз. журн. — 2007. — 29, № 3. — С. 49—77.
- Кулиев Г.Г. Деформационное сопровождение процессов уплотнения, разуплотнения и фазовых переходов во внутренних структурах Земли. Геодинамика. Междунар. науч. конф. "Геофизические технологии прогнозирования и мониторинга геологической среды" (Львов 10—14 окт. 2011). — Львов, 2011. — С. 138—140.
- Кулиев Г.Г. Устойчивость стержней при неравномерном сжатии мертвыми и следящими нагрузками // Изв. АН Азерб. ССР. Сер. Физ.-техн. и матем. наук. — 1987. — № 5. — С. 43—48.
- Кулиев Г.Г., Аскеров А.Д. Решение нелинейной задачи о приращении плотности среды глубин Земли и его неустойчивость // Изв. НАН Азербайджана. Сер. Науки о Земле. — 2007. — № 1. — С. 38—50.
- Павленкова Н.И. Природа сейсмической расчлененности литосферы: Материалы XXXV Тектон. совещ. "Тектоника и геофизика литосферы". — Москва, 2002. — Т. 2. — С. 85—88.
- Прогайвода Г.Т., Омельченко В.Д., Маслов Б.П., Прогайвода Т.Г. Сейсмоминералогическая модель земной коры Украинского щита // Геофиз. журн. — 2004. — 26, № 4. — С. 100—107.
- Рингвуд А.Е. Происхождение Земли и Луны / Пер. с англ.; под ред. А.А. Ярошенко. — Москва: Недра, 1982. — 294 с.
- Русинов В.А. Зоны сдвиговых деформаций в литосфере и их роль в эндогенной активности Земли // Геотектоника. — 2005. — № 3. — С. 66—79.
- Соколовский А.К., Корсаков А.К., Федчук В.Я. О некоторых проблемах современной геотекто-

- ники // Изв. вузов. Геология и разведка. — 2007. — № 6. — С. 13—22.
- Тимурзиев А. И. Новейшая сдвиговая тектоника осадочных бассейнов: тектонофизический и флюидодинамический аспекты (в связи с нефтегазоносностью): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. — Москва, 2009. — 40 с.
- Anderson D.L. Hawaii, boundary layers and ambient mantle — Geophysical constraints // J. Petrology. — DOI: 10.1093/petrology/egq068, 2010.
- Dean C.P., Gudmundur H.G. Oceanic Volcanism from the Low-velocity Zone without Mantle Plumes // J. Petrology. — 2011, Febr. 8. — P. 1—14.
- Green D.H., Hibberson W.O., Kovacs I., Rosenthal A. Water and its influence on the lithosphere-asthenosphere boundary // Nature. — 2010. — **467**, № 7314. — P. 448—451.
- Guliyev H. H. A new theoretical conception concerning the tectonic processes of the Earth // New Concepts on Global Tectonics Newsletter. — 2010. — № 56. — P. 50—74.
- Guliyev H. H. Theoretical bases of one mechanism of mass-flow in the Earth inner structures // Int. conf. Earth Dynamics — Perceptions and deadlocks: Abstr., vol. EDPD, 21—25 Sept., 2011. — Kanyakumari, India, 2011. — P. 10—11.
- Guliyev H.H., Asgerov A.D. Adams — Williamson's equation the limitation of non classical linearized theory // Proc. the Sciences of Earth Azerbaijan Nat. Acad. Sci. — 2006. — № 1. — P. 31—45.
- Holtzman B.K., Kohlstedt D.L., Zimmerman M.E., Heidelback F., Hiraga T., Hustoft J. Melt segregation and strain partitioning: Implications for seismic anisotropy and mantle flow // Science. — 2010. — **301**. — P. 1227—1230.
- Lee C.-T.A., Luffi P., Plank T., Dalton H., Leeman W.P. Constraints on the depths and temperatures of basaltic magma generation on Earth and other terrestrial planets using new thermobarometers for mafic magmas // Earth Planet. Sci. Let. — 2009. — **279**. — P. 20—33.
- Nettles M., Dziewonski A.M. Radially anisotropic shear velocity structure of the upper mantle globally and beneath North America // J. Geophys. Res. — 2008. — **113**. — P. B02303. — DOI:10.1029/2006JB004819.