

Численная реконструкция напряженно-деформированного состояния в земной коре

Е. Б. ОСИПОВА

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва ДВО РАН, 690041,
Владивосток, Россия

Контактный автор: Осипова Елена Борисовна, e-mail: osipov@poi.dvo.ru

Поступила 20 сентября 2022 г., доработана 14 ноября 2022 г., принята в печать 09 февраля 2023 г.

Представлены результаты реконструкции полей, определяющих напряженно-деформированное состояние неоднородной слоисто-блоковой земной коры на примере профиля Центральных Курил. В рамках теории конечных деформаций кинематика описывается компонентами перемещений, поворота, тензора деформаций Коши–Грина, напряженное состояние — несимметричным тензором напряжений Пиола–Кирхгофа, способность к деформированию среды — уравнением состояния Мурнагана. Гравитационные напряжения в земной коре обусловлены ее плотностной неоднородностью. Плотностная модель профиля Центральных Курил построена на данных глубинных сейсмических зондирований, морской и спутниковой гравиметрии. Выполнена реконструкция полей перемещений, интенсивности деформаций и гравитационных напряжений земной коры этого профиля. Показана детализация слоисто-блоковой структуры земной коры по профилю Центральных Курил в зоне гипоцентров Симуширских землетрясений 2006, 2007 гг.

Ключевые слова: численная реконструкция, напряженно-деформированное состояние, кора Земли.

Цитирование: Осипова Е.Б. Численная реконструкция напряженно-деформированного состояния в земной коре. Вычислительные технологии. 2023; 28(5):15–32. DOI:10.25743/ICT.2023.28.5.003.

Введение

Современные сейсмические, геолого-геофизические и спутниковые исследования предлагают уникальные обобщения количественных и качественных данных о строении коры и верхней мантии океанических и континентальных регионов Земли, которые должны использоваться при моделировании и реконструкции глубинных геодинамических процессов, связанных с сейсмоактивностью, вулканизмом и другими опасными природными явлениями. Механико-математическое моделирование и реконструкция напряженно-деформированного состояния (НДС) геосреды, возможных изменений физико-механических свойств в поле тектонических напряжений с учетом знаний о ее строении и структуре — необходимая часть комплексных исследований прогнозирования землетрясений [1]. Гравитационное поле, обусловленное плотностной неоднородностью тектоносферы Земли, является одним из внутренних источников генерирования тектонических напряжений [2]. Этим обусловлено формирование внутреннего неоднородного поля напряжений и усложненное деформирование геологической среды, состоящее

из перемещений, сдвигов и поворотов текущих точек по всем координатным направлениям. Механико-математическое моделирование этих процессов основано на теории подобия реологических процессов в кусочно-неоднородных многослойных средах, подверженных конечным деформациям [3–6]. В трехмерной постановке теории конечных деформаций и линеаризованной теории устойчивости предложена единая 3D-модель для изучения возможных дислокаций неоднородных слоев тектоносферы. Напряженно-деформированное состояние равновесия разделяется на основное и возмущенное [4]. Возможность основного (невозмущенного) состояния с пренебрежимо малыми напряжениями и деформациями, которое существует до начала действия других тектонических сил и обусловлено пренебрежимо малым гравитационным полем, является гипотетическим утверждением.

Кинематика возмущенного состояния определяется физическими компонентами тензора конечных деформаций Коши – Грина, поступательными перемещениями и перемещениями линейного поворота, напряженное состояние — компонентами несимметричного тензора напряжений Пиола – Кирхгофа. Все параметры, определяющие НДС среды, получены в аналитической форме для уравнения состояния Мурнагана и физико-механических свойств верхних слоев (мощностью 35 км) океанической модели Земли РЕМ-О (РЕМ — parametric earth model, О — океаническая модель) [6, 7].

Аналитический алгоритм основан на получении решения в виде комплекса параметров, имеющих физический и геометрический смысл. В данной постановке это радиальное перемещение, перемещение поворота и результирующая по главным направлениям деформация. Предложенная методика позволяет на этапе численно-графического анализа встроить в решение неоднородное распределение физических свойств, конкретизировать граничные условия, уравнение состояния, количественно и качественно оценить порядок нелинейности параметров, вклад физико-механических свойств, каждой компоненты в распределение результирующих полей напряженно-деформированного состояния. В полученное аналитическое решение задачи устойчивого равновесия [8, 9] имеем возможность встроить параметры плотности $\varphi \pm \Delta\varphi$ согласно модели [10]. Для ее построения использовались данные глубинного сейсмического зондирования [11, 12], геолого-геофизических экспедиций, выполненных в 2005–2010 гг. на научно-исследовательском судне “Академик Лаврентьев” [10]. Полученная модель задает численные значения плотности по определенной сетке глубины и длины профиля, по текущим координатам (глубина, широта, долгота). Используя аналитическое решение задачи при среднем значении плотности φ по данным модели РЕМ-О, можно рассчитать параметры НДС при значениях плотности $\varphi \pm \Delta\varphi$ по такой же сетке, где $\pm\Delta\varphi$ — приращение плотности. Таким образом, в общее решение, построенное для средних значений плотности, упругости и жесткости среды, по модели РЕМ-О “встраивается” распределение плотностей с привязкой к текущим координатам.

Для расчета распределения напряжений, возникающих в геологической среде с неоднородной плотностной дифференциацией, предложен алгоритм механико-математического моделирования. Подробное изложение постановки задач, детализация аналитического решения и тестового моделирования приведены в работах автора [8, 9]. В статье [13] по этому алгоритму представлены результаты расчета полей интенсивности гравитационных напряжений в земной коре для двух сейсмических профилей района Центральных Курил (о. Уруп – о. Симушир – о-ва Ушишир и Охотское море – о. Симушир – Курило-Камчатский желоб) по обобщенным данным, которые получены Институтом морской геологии и геофизики ДВО РАН [11, 12]. Плотностные модели профилей,

построенные на базе этих данных, морской и спутниковой гравиметрии, соответствуют усложненной слоисто-блоковой структуре земной коры, установленной в результате глубинных сейсмических исследований [10]. Гравитационные силы и соответствующие распределения полей интенсивности напряжений в этих условиях являются следствием плотностной неоднородности тектоносферы. Концентрация изолиний поля интенсивности напряжений соответствует положению глубинных разломов. Полученные расчетные данные полей интенсивности гравитационных напряжений по указанным профилям дают полное совпадение пространственной структуры плотностной неоднородности и полей интенсивности напряжений с учетом локальных аномалий распределения плотностей [10, 13].

Пространственные изменения и локальные возмущения полей напряжений определяются плотностными границами слоев и блоков, выделенных по сейсмическим и гравитационным данным. В рамках алгоритма [8, 9] по входным данным плотностной модели [10] выполнена реконструкция полей перемещений, интенсивности деформаций и напряжений, соответствующих слоисто-блоковой структуре земной коры профиля Центральных Курил: Охотское море (отметка 50 км, $\varphi = 47.522^\circ$, $\lambda = 150.597^\circ$) — о. Симушир (100 км, $\varphi = 46.844^\circ$, $\lambda = 152.405^\circ$) — Курило-Камчатский желоб (отметка 450 км, $\varphi = 45.2566^\circ$, $\lambda = 156.254^\circ$). Профиль простирается с северо-запада на юго-восток и имеет длину 500 км. В статье [10] представлена плотностная модель сейсмического профиля Охотское море — о. Симушир — Курило-Камчатский желоб. Разбивка на блоки разломами, положение плотностных границ согласуются с данными о глубинном строении земной коры центрального района Курильской островной дуги, полученными в разное время и на основе разных методов.

1. Расчетная модель напряженно-деформированного состояния

Динамика неоднородных упругих сред рассматривается в лагранжевых переменных. Напряженно-деформированное состояние устойчивого равновесия определяется основным (невозмущенным) и возмущенным состояниями, каждое из которых описывается линеаризованными соотношениями [4]. Используем формулы теории конечных деформаций и их линеаризованные выражения в произвольной ортогональной криволинейной системе координат. В приведенных ниже уравнениях все величины, отнесенные к основному состоянию, отмечены индексом “ b ”, величины без индексов относятся к возмущенному состоянию.

Основные соотношения для возмущенного состояния линеаризуются в окрестности значений соответствующих величин невозмущенного состояния. Ковариантные составляющие основного состояния и возмущения ковариантных составляющих тензора конечных деформаций Коши — Грина имеют вид соответственно

$$\begin{aligned} 2\varepsilon_{ij}^b &= \nabla_i u_j^b + \nabla_j u_i^b + \nabla_i u_m^b \nabla_j u_b^m, \\ 2\varepsilon_{ij} &= (\delta_i^m + \nabla_i u_b^m) \nabla_j u_m + (\delta_j^m + \nabla_j u_b^m) \nabla_i u_m, \end{aligned}$$

где δ_i^m — символ Кронекера.

В общем виде компоненты симметричного тензора обобщенных напряжений S^{ij} для сжимаемого нелинейно-упругого изотропного тела в невозмущенном и возмущенном состояниях определены соответственно:

$$S_b^{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial}{\partial \varepsilon_{ij}^b} + \frac{\partial}{\partial \varepsilon_{ji}^b} \right) \Psi^b(A_1^b, A_2^b, A_3^b),$$

$$S^{in} = \Lambda^{in\alpha\beta} \nabla_\beta u_\alpha, \quad \Lambda^{in\alpha\beta} = \frac{1}{4} \left[(q_m^\alpha + \nabla_m u_b^\alpha) \left(\frac{\partial}{\partial \varepsilon_{m\beta}^b} + \frac{\partial}{\partial \varepsilon_{\beta m}^b} \right) \left(\frac{\partial}{\partial \varepsilon_{in}^b} + \frac{\partial}{\partial \varepsilon_{ni}^b} \right) \right] \Psi^b(A_1^b, A_2^b, A_3^b),$$

где q_m^α — метрический тензор; $A_1^b = \varepsilon_n^{nb}$, $A_2^b = \varepsilon_n^{mb} \varepsilon_m^{nb}$, $A_3^b = \varepsilon_n^{mb} \varepsilon_m^{kb} \varepsilon_k^{nb}$ — алгебраические инварианты тензора деформаций Коши–Грина.

Напряженное состояние описывается несимметричным тензором Пиола–Кирхгофа, который определяется дифференцированием от энергии системы по градиенту вектора перемещений и характеризует элементарную силу, отнесенную к элементарной площадке в отсчетной конфигурации [4]:

$$t^{im} = (q_n^m + \nabla_n u_b^m) S^{in} + S_b^{in} \nabla_n u^m.$$

Здесь $S_b^{in} = \left(q^{in} \frac{\partial}{\partial A_1^b} + 2\varepsilon_b^{in} \frac{\partial}{\partial A_2^b} + 3\varepsilon_b^{ik} \varepsilon_k^{nb} \frac{\partial}{\partial A_3^b} \right) \Psi^b(A_1^b, A_2^b, A_3^b)$, $\Psi^b(A_1^b, A_2^b, A_3^b)$ — упругий потенциал, является дважды непрерывно-дифференцируемой функцией от алгебраических инвариант A_i^b .

Линеаризованное уравнение равновесия объемного элемента в контравариантных компонентах несимметричного тензора напряжений Пиола–Кирхгофа имеет вид

$$\nabla_i t^{im} + F_j = 0, \quad (1)$$

где F_j — массовые силы.

В соответствии с общей постановкой задачи линеаризованной теории устойчивости равновесия описывается неоднородное НДС сжимаемого полого шара под действием сил гравитации и внутреннего следящего давления. Решение 3D-задачи получено в аналитической форме в системе координат $O_{\rho\varphi\lambda}$ ($\rho_1 \leq \rho \leq \rho_2$ — радиус, $-90^\circ \leq \varphi \leq 90^\circ$ — широта, $-180^\circ \leq \lambda \leq 180^\circ$ — долгота) в физических составляющих компонент тензора деформаций Коши–Грина, несимметричного тензора напряжений Пиола–Кирхгофа, физических компонент вектора линейных перемещений и поворотов. В статье [9] приведены решения уравнения (1) для основного и возмущенного состояний при граничных условиях. На внешней поверхности $\rho = \rho_2$ граничные условия определяют отсутствие нагружения и перемещений, на поверхности $\rho = \rho_1$ в основании полого шара действует следящее давление интенсивности \tilde{p} . Предполагается, что интенсивность внутреннего следящего давления соответствует значениям на заданной глубине и тем самым компенсирует влияние внутренней части земного массива. В это решение уже встроены способность к деформированию в форме уравнения Мурнагана и выражение плотности в формате $\varphi \pm \Delta\varphi$. В разд. 2 показано применение полученного решения задачи [9] для расчета всех компонент и результирующих параметров, характеризующих напряженно-деформированное состояние фрагмента — вертикального сечения полого шара длиной 500 км с координатами $6336 \leq \rho \leq 6371$ км, $45.2566 \leq \varphi \leq 47.522^\circ$, $150.597 \leq \lambda \leq 156.254^\circ$ и данными плотностной модели [10]. На боковых границах фрагмента дополнительных граничных условий не требуется.

2. Реконструкция полей НДС и обсуждение

Реконструкция полей выполнена для модели РЕМ-О, в которой выделен слой, моделирующий земную кору мощностью 35 км ($\rho_1 = 6336$ км, $\rho_2 = 6371$ км — верхняя поверхность). В соответствии с геофизическими свойствами РЕМ-О [7] в расчетах используем средневзвешенные по мощности слоев значения параметров: упругой

постоянной $\eta = 54.777$ ГПа, коэффициента жесткости $\mu = 53.837$ ГПа, плотности $\rho = 3097.839$ кг/м³, ускорения силы тяжести $g = 9.839$ м/с², внутреннего следящего давления $\tilde{p} = 1.82$ ГПа. Физический закон состояния, который определяет способность к деформированию в зависимости от свойств упругости и жесткости среды, принят в форме уравнения Мурнагана [6]:

$$\Psi = \frac{\eta}{2} A_1^2 + \mu A_2. \quad (2)$$

На рис. 1 представлена плотностная модель сейсмического профиля Охотское море – о. Симушир – Курило-Камчатский желоб, указаны значения плотностей, которые соответствуют геологической интерпретации слоев и блоков [10]. На рис. 2–6 приведены результаты численной реконструкции полей перемещений, интенсивности деформаций и напряжений по плоскости профиля мощностью 35 км ($-35 \leq G \leq 0$ км) и длиной 500 км ($-50 \leq L \leq 450$ км): Охотское море – о. Симушир – Курило-Камчатский желоб – по данным плотностной модели, разработанной с учетом “коромантийных особенностей

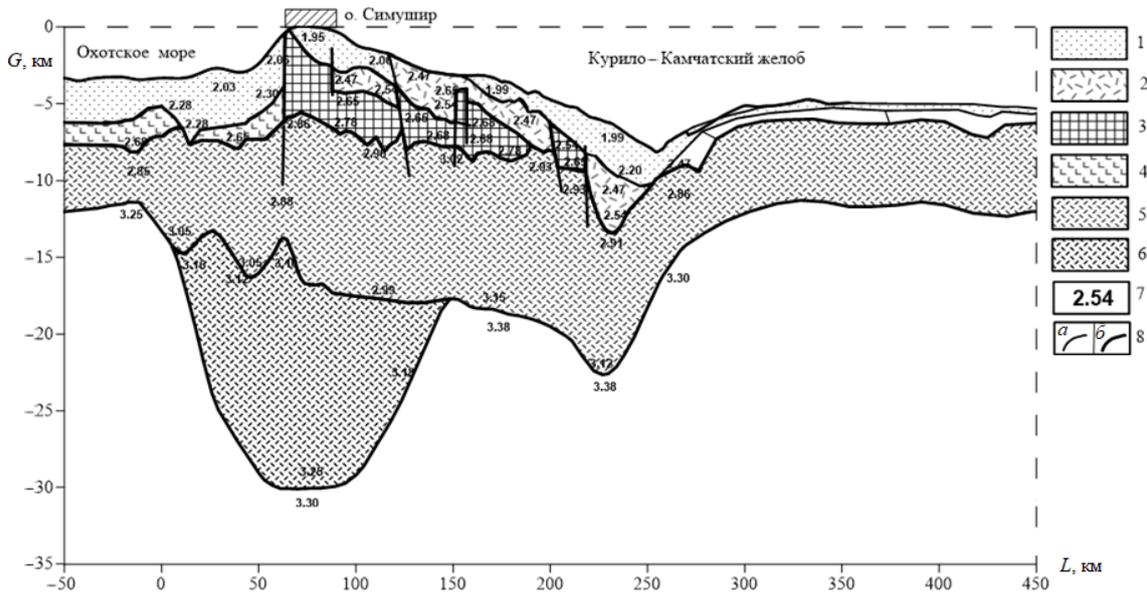


Рис. 1. Плотностная модель сейсмического профиля Охотское море – о. Симушир – Курило-Камчатский желоб: 1–5 – плотностные слои, блоки и их геологическая интерпретация. 1 – рыхлые и слаболитифицированные осадочные отложения; 2 – вулканогенно-осадочные комплексы; 3 – литифицированные и метаморфизованные осадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы от кислого до основного состава; 4 – фундамент осадочных отложений неопределенного состава в Курильской котловине; 5 – нижняя кора (“базальтовый” слой); 6 – нижняя кора, уплотненная; 7 – плотность (г/см³); 8 – сейсмические границы, трансформированные в границы плотностных блоков (а), границы плотностных блоков, внесенные в модель на участках, где отсутствовали сейсмические данные (б) [10]

Fig. 1. Density model of the Okhotsk Sea – Simushir Island – Kuril-Kamchatka Deep-Water Trench seismic profile. 1–5 are the density layers and blocks and their geologic interpretation. 1 – loose and weakly lithified sedimentary deposits; 2 – volcanogenic-sedimentary complexes; 3 – upper consolidated crust within the ocean island slope: lithified and metamorphized sedimentary-volcanogenic and intrusive complexes from acidic to basic composition; 4 – the basement of the sedimentary deposits of undefined composition in the Kuril Basin; 5 – the lower crust (“basalt” layer); 6 – the lower crust, impacted; 7 – the density (g/cm³); 8 – the seismic boundaries transformed to the boundaries of the density blocks (a), the boundaries of the density blocks included in the model at the segments where the seismic data were absent (b) [10]

центрального звена Курильской островодужной системы и связи с ними произошедших землетрясений” [10]. Вклад осадков и водного слоя, стратификация распределения плотностей по глубине 35 км в расчетах компонент и интенсивности напряжений учитывается фактическими значениями заданного поля плотностей. 2D-профили считаются в рамках 3D-модели, поэтому в расчетных значениях компонент параметров в текущих точках учитывается влияние компонент в смежных точках. Кинематика деформированной геосреды описывается поступательными перемещениями, вектором линейного поворота, тензором конечных деформаций Коши–Грина. Компоненты вектора перемещений определяют вектор линейного поворота и компоненты тензора деформаций по известным формулам [5].

Основное невозмущенное состояние является радиально-симметричным и устойчивым, характеризуется физическими компонентами радиальной деформации $0.0338 \leq \varepsilon_{\rho\rho}^b \leq 0.0370$, радиальным напряжением $0.00565 \leq t_{\rho\rho}^b \leq 0.0062$ ГПа, удлинением $0.99981 \leq \delta^b \leq 1.0$ и радиальным перемещением $-1.2 \leq u_{\rho}^b \leq 0$ км [9].

В табл. 1 приведены интервальные значения физических компонент u_{ρ} , u_{φ} , u_{λ} и модулей $|\mathbf{u}|$ векторов перемещений, определяющих поступательные перемещения текущих точек возмущенного НДС:

$$|\mathbf{u}| = \sqrt{u_{\rho}^2 + u_{\varphi}^2 + u_{\lambda}^2}.$$

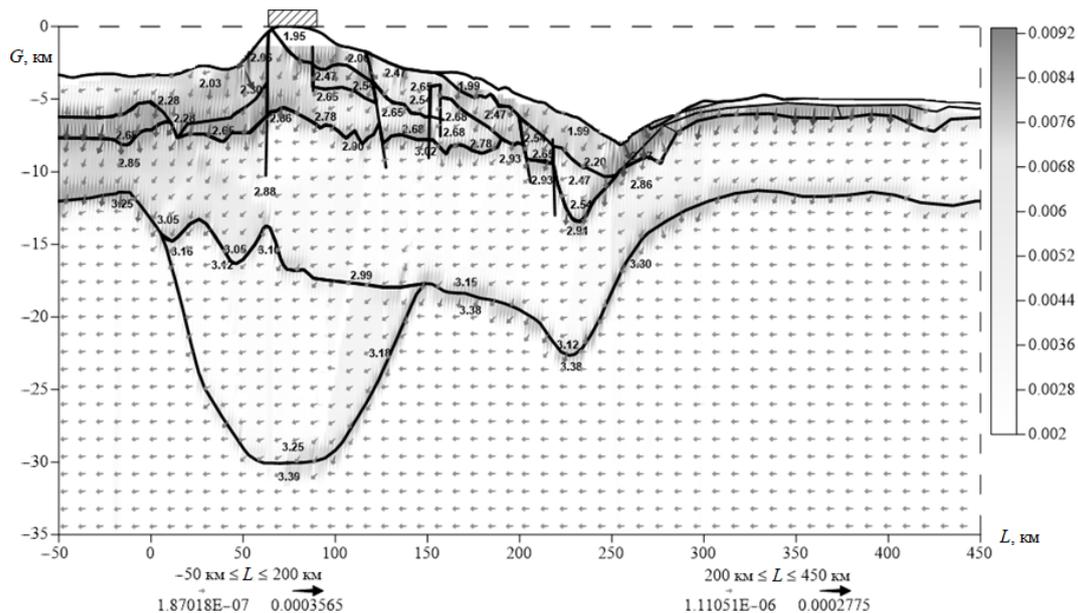
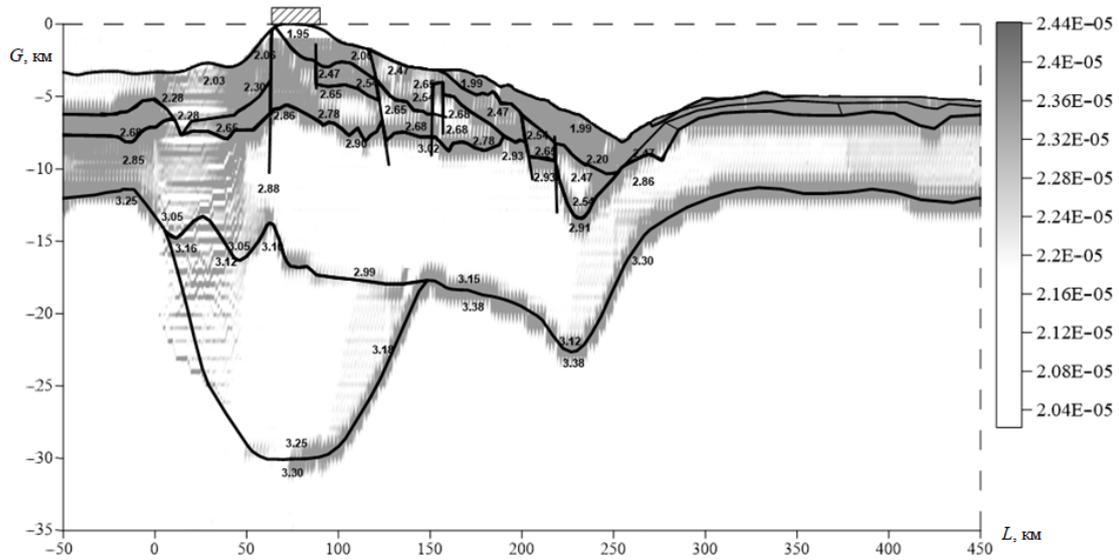


Рис. 2. Реконструкция полей градиентов $\Delta|\mathbf{u}|$ и модулей векторов перемещений $|\mathbf{u}|$ по профилю Охотское море–о. Симушир–Курило-Камчатский желоб $-50 \leq L \leq 450$ км, $-35 \leq G \leq 0$ км. Значения модулей векторов перемещений: $0.0056 \leq |\mathbf{u}| \leq 0.0092$ км. Значения градиентов модулей перемещений: $1.87018\text{E} - 007 \leq \Delta|\mathbf{u}| \leq 0.0003565$ км вдоль сегмента $-50 \leq L \leq 200$ км; $1.11051\text{E} - 006 \leq \Delta|\mathbf{u}| \leq 0.0002775$ км вдоль сегмента $200 \leq L \leq 450$ км. Границы плотностных блоков соответствуют модели [10]

Fig. 2. Reconstruction for the field of gradients of displacement module $\Delta|\mathbf{u}|$ and the field of displacement vector modules $|\mathbf{u}|$ within the Okhotsk Sea–Simushir Island–Kuril-Kamchatka Deep-Water Trench profile, $-50 \leq L \leq 450$ км, $-35 \leq G \leq 0$ км. The values of the module for displacement vector are $0.0056 \leq |\mathbf{u}| \leq 0.0092$ км. The values of the module for the displacement gradients are $1.87018\text{E} - 007 \leq \Delta|\mathbf{u}| \leq 0.0003565$ км along segment of $-50 \leq L \leq 200$ км and $1.11051\text{E} - 006 \leq \Delta|\mathbf{u}| \leq 0.0002775$ км along segment of $200 \leq L \leq 450$ км, respectively. The boundaries of the density blocks correspond to the model [10]



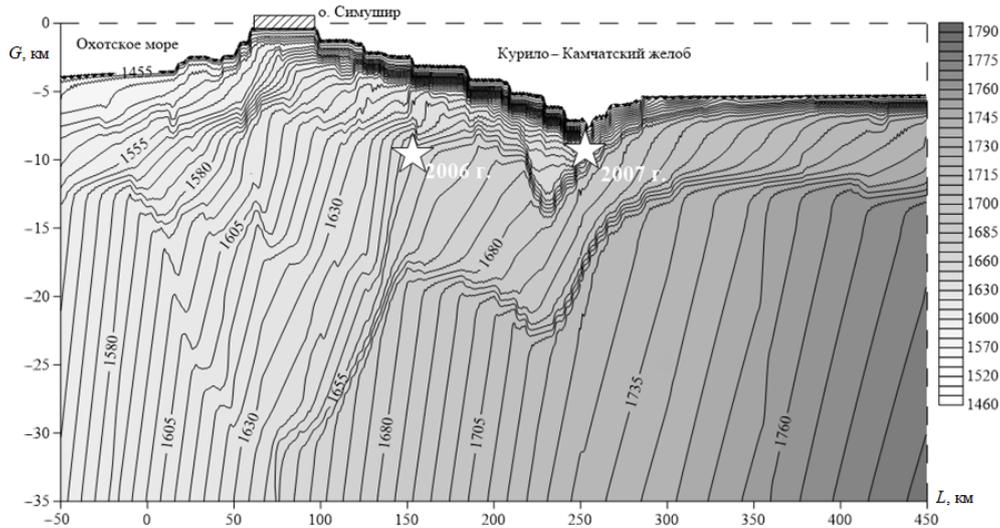


Рис. 5. Распределение изолиний поля интенсивности напряжений T_{int} по профилю Охотское море – о. Симушир – Курило-Камчатский желоб $-50 \leq L \leq 450$ км, $-35 \leq G \leq 0$ км. Значения интенсивности напряжений: $1460.0 \leq T_{int} \leq 1790.0$ ГПа. Звездочками обозначены гипоцентры Симуширских землетрясений 2006, 2007 гг.

Fig. 5. Isoline map of the stress intensity field T_{int} of the Okhotsk Sea–Simushir Island–Kuril-Kamchatka Deep-Water Trench profile of $-50 \leq L \leq 450$ km, $-35 \leq G \leq 0$ km. The values of the stress intensity are $1460.0 \leq T_{int} \leq 1790.0$ GPa. The hypocenters of the 2006, 2007 Simushir earthquakes are marked with asterisks

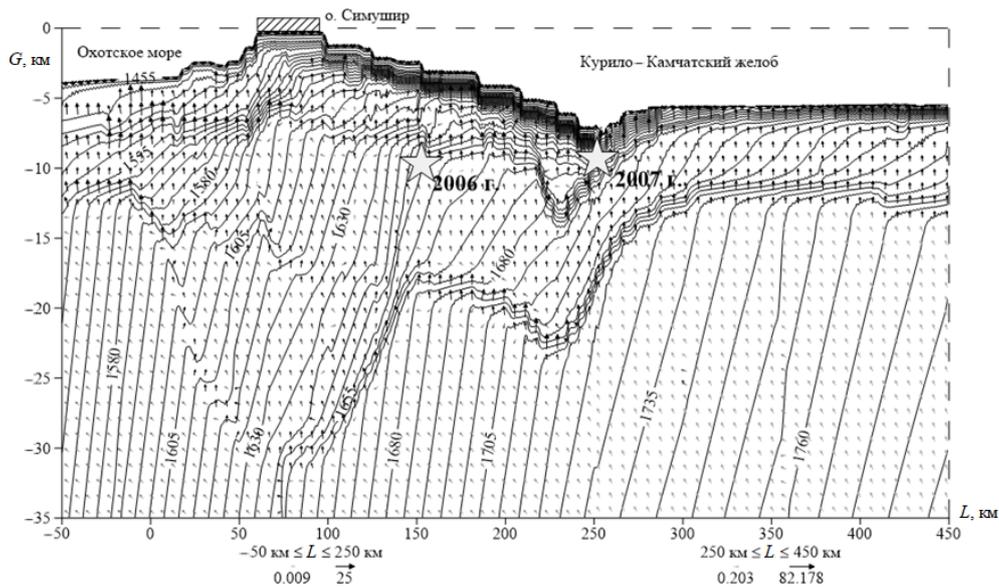


Рис. 6. Распределение градиентов ΔT_{int} и изолиний поля интенсивности напряжений T_{int} по профилю Охотское море – о. Симушир – Курило-Камчатский желоб $-50 \leq L \leq 450$ км, $-35 \leq G \leq 0$ км. Значения градиентов интенсивности напряжений: $0.009 \leq \Delta T_{int} \leq 25.0$ ГПа вдоль сегмента $-50 \leq L \leq 250$ км, $0.203 \leq \Delta T_{int} \leq 82.178$ ГПа вдоль сегмента $250 \leq L \leq 450$ км. Звездочками обозначены гипоцентры Симуширских землетрясений 2006, 2007 гг.

Fig. 6. Isoline map of the stress intensity field T_{int} and field of gradients for the stress intensity ΔT_{int} of the Okhotsk Sea–Simushir Island–Kuril-Kamchatka Deep-Water Trench profile of $-50 \leq L \leq 450$ km, $-35 \leq G \leq 0$ km. The values of gradients for the stress intensity are $0.009 \leq \Delta T_{int} \leq 25.0$ GPa along segment $-50 \leq L \leq 250$ km along with $0.203 \leq \Delta T_{int} \leq 82.178$ GPa along segment $250 \leq L \leq 450$ km, respectively. The hypocenters of the 2006, 2007 yrs Simushir earthquakes are marked with asterisks

Т а б л и ц а 1. Значения физических компонент u_ρ , u_φ , u_λ и модулей векторов перемещений $|\mathbf{u}|$ по профилю Охотское море – о. Симушир – Курило-Камчатский желоб на глубине $-35 \leq G \leq 0$ км

Table 1. The values of physical components u_ρ , u_φ , u_λ and modules of displacement vector $|\mathbf{u}|$ of the Okhotsk Sea – Simushir Island – Kuril-Kamchatka Deep-Water Trench at the depth of $-35 \leq G \leq 0$ km

Фрагменты профиля, км	Компоненты вектора и модуля перемещений $\begin{pmatrix} \max \\ \min \end{pmatrix}$, км			
	$ u_\rho $	$ u_\varphi $	u_λ	$ \mathbf{u} $
–50–0	7.82749E–09	0.009213160	0.000879581	0.009253658
	8.74627E–10	0.008066870	0.000817631	0.008109565
0–50	7.93868E–09	0.008540370	0.000891588	0.008585545
	8.87913E–10	0.007456570	0.000831057	0.007504698
50–100	8.04225E–09	0.007836550	0.000904427	0.007887106
	4.50047E–10	0.006727180	0.000803537	0.006781169
100–150	8.13912E–09	0.007126170	0.000912378	0.007183334
	6.84041E–10	0.006152000	0.000855716	0.006214276
150–200	8.22992E–09	0.006397470	0.000918512	0.006462202
	9.23262E–10	0.005337210	0.000825235	0.005407215
200–250	8.31422E–09	0.005651810	0.000922661	0.005725960
	1.40102E–09	0.004377300	0.000829318	0.004455273
250–300	8.38215E–09	0.004862020	0.000922731	0.004948792
	1.65166E–09	0.004168410	0.000829374	0.004265282
300–350	8.44550E–09	0.004254530	0.000923151	0.004353440
	1.42693E–09	0.003356240	0.000881778	0.003473114
350–400	8.50010E–09	0.003465780	0.000923819	0.003586607
	1.19781E–09	0.002466490	0.000851858	0.002609451
400–450	8.54574E–09	0.002669880	0.000923756	0.002825170
	1.44701E–09	0.001808680	0.000893047	0.002018367

В текущих точках компоненты $u_\lambda > 0$ имеют направление, совпадающее с направлением координатной оси O_λ ; компоненты $u_\rho < 0$ и $u_\varphi < 0$ противоположно направлены относительно соответствующих осей O_ρ и O_φ . В табл. 1 приведены абсолютные значения компонент u_ρ и u_φ . Между расчетными значениями компонент векторов перемещений выявлена зависимость $|u_\rho| \ll u_\lambda < |u_\varphi|$ по всей плоскости профиля. Перемещения в радиальном направлении — бесконечно малые величины $|u_\rho| \ll 1$, значит, перемещения в окрестности текущих точек обусловлены компонентами u_φ и u_λ . При этом абсолютные значения перемещений в широтном направлении больше, чем перемещения в направлении координатной оси O_λ .

На рис. 2 показаны плотностные границы блоков [10], градиентное распределение модуля и векторное поле градиентов модуля перемещений $\Delta|\mathbf{u}|$ по плоскости профиля Охотское море – о. Симушир – Курило-Камчатский желоб. Максимальные значения модуля перемещений из интервала $0.002 \leq |\mathbf{u}| \leq 0.00925$ км концентрируются в окрестности плотностных границ и разломов. Максимальное значение модуля вектора перемещений $|\mathbf{u}|$, равное 0.009253658 км, достигается в зоне локализации разломов на северо-западе на глубине 6–8 км. По мере движения по плоскости профиля до отметки 450 км значение модуля вектора перемещений $|\mathbf{u}|$ уменьшается до значения 0.002825170 км на юго-восточной границе. Минимальное значение модуля вектора перемещений $|\mathbf{u}|$

достигает 0.008109565 км на северо-западе и уменьшается до значения 0.002018367 км на юго-восточной границе. Распределение максимальных значений градиентов модуля перемещений $\Delta|\mathbf{u}|$ оконтуривает окрестности плотностных границ и возможных разломов. Изменения значений градиентов модуля перемещений по длине фрагмента $-50 \leq L \leq 200$ км определяются интервалом $1.87018\text{E} - 007 \leq \Delta|\mathbf{u}| \leq 0.0003565$ км, по длине $200 \leq L \leq 450$ км — интервалом $1.11051\text{E} - 006 \leq \Delta|\mathbf{u}| \leq 0.0002775$ км.

Компоненты w_ρ , w_φ , w_λ определяют линейные повороты в окрестности текущих точек в результате перемещений u_ρ , u_φ , u_λ возмущенного напряженно-деформированного состояния. Из данных расчетов (табл. 2) по длине фрагментов профиля $-50 \leq L \leq 150$ км и $150 \leq L \leq 450$ км между компонентами поворота выявлены зависимости $w_\varphi < w_\rho < w_\lambda$ и $w_\varphi < w_\lambda < w_\rho$ соответственно. При этом значения угла поворота w_φ меньше значений компонент w_ρ и w_λ на порядок.

Модуль вектора линейного поворота $|\mathbf{w}|$ определяется по формуле

$$|\mathbf{w}| = \sqrt{w_\rho^2 + w_\varphi^2 + w_\lambda^2}.$$

Его максимальное значение достигается на северо-западе и равно $4.02267\text{E} - 07$. По мере движения по плоскости профиля до отметки 450 км значение модуля вектора поворота уменьшается на юго-восточной границе до значения $2.72612\text{E} - 07$. Аналогично его минимальное значение достигается на северо-западе и равно $3.68716\text{E} - 07$, а уменьшается до значения $2.60828\text{E} - 07$ на юго-восточной границе на отметке 450 км (табл. 2).

Т а б л и ц а 2. Значения физических компонент w_ρ , w_φ , w_λ и модулей векторов поворота $|\mathbf{w}|$ по профилю Охотское море – о. Симушир – Курило-Камчатский желоб на глубине $-35 \leq G \leq 0$ км
Table 2. The values of physical components w_ρ , w_φ , w_λ and modules of rotation vector $|\mathbf{w}|$ of the Okhotsk Sea – Simushir Island – Kuril-Kamchatka deep-water trench at the depth of $-35 \leq G \leq 0$ км

Фрагменты профиля, км	Компоненты вектора и модуля поворота $\begin{pmatrix} \max \\ \min \end{pmatrix}$			
	$ w_\rho $	$ w_\varphi $	w_λ	$ \mathbf{w} $
–50–0	2.33093E–07	3.17378E–08	3.28826E–07	4.02267E–07
	2.27485E–07	2.92519E–08	2.85891E–07	3.68716E–07
0–50	2.36405E–07	3.21675E–08	3.04841E–07	3.85055E–07
	2.30941E–07	2.97306E–08	2.64314E–07	3.54463E–07
50–100	2.39489E–07	3.26484E–08	2.79736E–07	3.67661E–07
	2.34152E–07	3.01286E–08	2.42517E–07	3.40658E–07
100–150	2.42372E–07	3.29315E–08	2.54478E–07	3.50969E–07
	2.37206E–07	2.94304E–08	2.04633E–07	3.16816E–07
150–200	2.45077E–07	3.31490E–08	2.28502E–07	3.34727E–07
	2.40135E–07	2.94258E–08	1.79711E–07	3.03519E–07
200–250	2.47587E–07	3.32906E–08	2.01929E–07	3.19276E–07
	2.43031E–07	3.08580E–08	1.62392E–07	2.96066E–07
250–300	2.49610E–07	3.32906E–08	1.73767E–07	3.04307E–07
	2.45522E–07	2.96230E–08	1.48035E–07	2.89378E–07
300–350	2.51496E–07	3.32847E–08	1.52060E–07	2.94168E–07
	2.47378E–07	2.96828E–08	1.14281E–07	2.75912E–07
350–400	2.53123E–07	3.33048E–08	1.23920E–07	2.82337E–07
	2.49249E–07	3.04372E–08	8.72963E–08	2.67354E–07
400–450	2.54482E–07	3.33015E–08	9.55859E–08	2.72612E–07
	2.50861E–07	2.97070E–08	5.95016E–08	2.60828E–07

Компоненты тензора деформаций (табл. 3) полностью характеризуют деформацию среды в окрестности текущей точки, косвенно определяя значения деформационных удлинений и сдвигов [5] возмущенного НДС. Положительным линейным деформациям $\varepsilon_{\rho\rho}$ соответствуют удлинения, а отрицательным $\varepsilon_{\varphi\varphi}$ и $\varepsilon_{\lambda\lambda}$ — укорочения. Положительным угловым деформациям $\varepsilon_{\rho\varphi}$ и $\varepsilon_{\varphi\lambda}$ соответствует уменьшение углов между положительными направлениями координатных осей, а отрицательным $\varepsilon_{\rho\lambda}$ — увеличение тех же углов. Учитывая гипотетическое утверждение о возможности пластического деформирования массивов пород на глубине под действием всестороннего сжатия и теплового поля [14], введем в рассмотрение положительный параметр интенсивности деформаций:

$$\varepsilon_{int} = \frac{\sqrt{2}}{3} \sqrt{(\varepsilon_{\rho\rho} - \varepsilon_{\varphi\varphi})^2 + (\varepsilon_{\varphi\varphi} - \varepsilon_{\lambda\lambda})^2 + (\varepsilon_{\lambda\lambda} - \varepsilon_{\rho\rho})^2} + \frac{3}{2}(\varepsilon_{\rho\varphi}^2 + \varepsilon_{\varphi\lambda}^2 + \varepsilon_{\lambda\rho}^2).$$

На рис. 3 показаны плотностные границы блоков [10], градиентное распределение интенсивности деформаций ε_{int} по плоскости профиля Охотское море–о. Симушир–Курило-Камчатский желоб. Распределение интенсивности деформаций моделирует возможность пластического состояния геосреды профиля согласно заданной плотностной дифференциации. Максимальные значения интенсивности деформаций ε_{int} концентрируются в зонах локализации разломов по всей плоскости профиля. Распределение максимальных значений поля ε_{int} оконтуривает окрестности разломов и определяет их ширину. Изменения значений интенсивности деформаций по всей плоскости профиля определяются интервалом $2.04\text{E} - 05 \leq \varepsilon_{int} \leq 2.44\text{E} - 05$.

Т а б л и ц а 3. Значения физических компонент тензора деформаций Коши–Грина по профилю Охотское море–о. Симушир–Курило-Камчатский желоб на глубине $-35 \leq G \leq 0$ км
Table 3. The values of the Cauchy-Green strain tensor physical components of the Okhotsk Sea–Simushir Island–Kuril-Kamchatka Deep-Water Trench at the depth of $-35 \leq G \leq 0$ км

Фрагменты профиля, км	Компоненты тензора деформаций Коши–Грина $\begin{pmatrix} \max \\ \min \end{pmatrix}$					
	$\varepsilon_{\rho\rho}$	$\varepsilon_{\varphi\varphi}$	$\varepsilon_{\lambda\lambda}$	$\varepsilon_{\rho\varphi}$	$\varepsilon_{\rho\lambda}$	$\varepsilon_{\varphi\lambda}$
–50–0	2.339E–10	–2.735E–06	–1.011E–06	1.179E–06	–1.036E–07	8.250E–06
	2.263E–10	–3.212E–06	–1.164E–06	1.024E–06	–1.122E–07	7.554E–06
0–50	2.372E–10	–2.412E–06	–9.065E–07	1.093E–06	–1.021E–07	8.443E–06
	2.298E–10	–2.906E–06	–1.075E–06	9.223E–07	–1.138E–07	7.546E–06
50–100	2.403E–10	–2.166E–06	–8.350E–07	1.003E–06	–1.018E–07	8.648E–06
	2.328E–10	–2.600E–06	–9.818E–07	8.538E–07	–1.154E–07	7.567E–06
100–150	2.432E–10	–1.929E–06	–7.602E–07	9.118E–07	–1.081E–07	8.806E–06
	2.358E–10	–2.305E–06	–8.886E–07	7.811E–07	–1.164E–07	8.115E–06
150–200	2.459E–10	–1.629E–06	–6.564E–07	8.185E–07	–1.098E–07	8.950E–06
	2.389E–10	–2.015E–06	–7.939E–07	6.780E–07	–1.172E–07	8.365E–06
200–250	2.484E–10	–1.359E–06	–5.608E–07	7.231E–07	–1.094E–07	9.075E–06
	2.417E–10	–1.732E–06	–6.978E–07	5.825E–07	–1.177E–07	8.377E–06
250–300	2.505E–10	–1.176E–06	–4.954E–07	6.220E–07	–1.052E–07	9.147E–06
	2.445E–10	–1.449E–06	–5.971E–07	5.168E–07	–1.177E–07	8.123E–06
300–350	2.524E–10	–9.434E–07	–4.067E–07	5.442E–07	–1.117E–07	9.228E–06
	2.463E–10	–1.236E–06	–5.201E–07	4.263E–07	–1.178E–07	8.696E–06
350–400	2.540E–10	–7.114E–07	–3.136E–07	4.433E–07	–1.132E–07	9.313E–06
	2.482E–10	–9.798E–07	–4.215E–07	3.304E–07	–1.179E–07	8.887E–06
400–450	2.554E–10	–4.810E–07	–2.913E–07	3.084E–07	–1.159E–07	9.335E–06
	2.498E–10	–7.349E–07	–3.230E–07	2.296E–07	–1.180E–07	8.997E–06

Максимальные перемещения и максимальные углы поворота в окрестности текущих точек характеризуют и определяют жесткость среды, способность сопротивляться деформации. Компоненты деформации характеризуют удлинения и сдвиги бесконечно малого объемного элемента и определяют прочность среды, способность выдерживать без разрушения заданную нагрузку [5]. В таких условиях параметр перемещения $|u_\rho| \ll 1$ определяет большую жесткость в радиальном направлении, угол поворота w_φ — большую сопротивляемость деформации при повороте в плоскости $O_{\rho\lambda}$, компонента деформации $\varepsilon_{\rho\rho} \ll 1$ — большую прочность и способность выдерживать нагрузки в радиальном направлении.

Для анализа результирующего поля напряжений возмущенного НДС введем в рассмотрение модельный параметр интенсивности гравитационных напряжений, который является положительно определенной функцией физических компонент тензора напряжений Пиола–Кирхгофа:

$$T_{int} = \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{(t_{\rho\rho} - t_{\varphi\varphi})^2 + (t_{\varphi\varphi} - t_{\lambda\lambda})^2 + (t_{\lambda\lambda} - t_{\rho\rho})^2 + 3(t_{\rho\varphi}^2 + t_{\varphi\rho}^2 + t_{\varphi\lambda}^2 + t_{\lambda\varphi}^2 + t_{\lambda\rho}^2 + t_{\rho\lambda}^2)}.$$

На рис. 4 показаны плотностные границы блоков [10], градиентное распределение интенсивности напряжений T_{int} по плоскости профиля Охотское море–о. Симушир–Курило–Камчатский желоб. Максимальные значения интенсивности напряжений T_{int} концентрируются в зонах локализации разломов по всей плоскости профиля. Распределение максимальных значений поля T_{int} оконтуривает окрестности разломов и определяет их ширину. Значения интенсивности напряжений по всей плоскости профиля изменяются в интервале $1460.0 \leq T_{int} \leq 1790.0$ ГПа.

На рис. 5 распределение изолиний поля интенсивности напряжений соответствует положению глубинных разломов и плотностным границам слоев и блоков [10, 13]. Изолинии концентрируются и преломляются там, где локализованы зоны выраженной неоднородности распределения плотностей.

Структура поля интенсивности напряжений имеет следующие закономерности: величина интенсивности уменьшается от 1790 ГПа на уровне мантии до 1460 ГПа на поверхности и от 1680 ГПа под глубоководным желобом вдоль профиля в сторону Курильских островов до 1455 ГПа. Слоистость структуры земной коры четко моделируется в верхних слоях. На глубине до 7 км изолинии интенсивности напряжений расположены параллельно. Там, где они расположены под углом, моделируется и учитывается влияние бокового давления, которое передается от смежных областей различной плотности. Причем чем острее угол, тем больше влияние в текущей точке, которое зависит от значения интенсивности напряжения в точке и от значений этого параметра в смежных точках. Диапазон изменения интенсивности напряжений в основании профиля (35 км) составляет на юго-восточной границе профиля 1780.0 ГПа, на северо-западе 1568.0 ГПа.

На рис. 5 пространственное распределение изолиний интенсивности напряжений и более насыщенная окраска на юго-восточной границе профиля моделируют потенциальную возможность бокового давления подвигающейся Тихоокеанской плиты, создающей зону сжатия, повышение плотности геологической среды в пределах уклона Курильского желоба и, как следствие, возникновение зоны повышенных напряжений. По мере удаления от указанной зоны в сторону Охотского моря интенсивность напряжений, естественно, должна уменьшаться [13], что подтверждается более светлой окраской верхней части вдоль всего профиля на рис. 5.

Предполагаем, что динамика возможных структурных изменений обусловлена не только собственными значениями интенсивности напряжений, но и градиентным распределением этой функции относительно смежных точек. Для детализации этого расчета на рис. 6 приведен график профиля с реконструкцией расчетного поля градиентов интенсивности напряжений относительно смежных точек расчетной сетки. Векторные поля градиентов интенсивности напряжений определяют направление и величину наискорейшего изменения интенсивности ΔT_{int} в расчетных точках профиля. На рис. 6 моделируется направленное действие градиентов интенсивности напряжений под основание о. Симушир с глубины -20 км, по длине $50-150$ км. Распределение максимальных значений поля ΔT_{int} оконтуривает окрестности разломов и определяет их ширину. Изменения значений градиентов интенсивности напряжений по длине фрагмента $-50 \leq L \leq 250$ км определяются интервалом $0.009 \leq \Delta T_{int} \leq 25.0$ ГПа, по длине $250 \leq L \leq 450$ км — интервалом $0.203 \leq \Delta T_{int} \leq 82.178$ ГПа.

На рис. 7 в другом масштабе представлены реконструкция части профиля Охотское море–о. Симушир–Курило-Камчатский желоб, $100 \leq L \leq 350$ км, $-35 \leq G \leq 0$ км и распределение изолиний и векторного поля градиентов интенсивности напряжений. Изменения значений градиентов интенсивности напряжений по длине фрагмента $-50 \leq L \leq 250$ км ограничены интервалом $1.1 \leq \Delta T_{int} \leq 25.0$ ГПа, по длине $250 \leq L \leq 450$ км — интервалом $2.5 \leq \Delta T_{int} \leq 82.178$ ГПа. Контуром “Г” выделены “пустоты” в векторной сетке — модельные блоки, внутри которых $\Delta T_{int} \leq 1.1$ ГПа по длине $100 \leq L \leq 250$ км, $\Delta T_{int} \leq 2.5$ ГПа по длине $250 \leq L \leq 350$ км. Предполагаем,

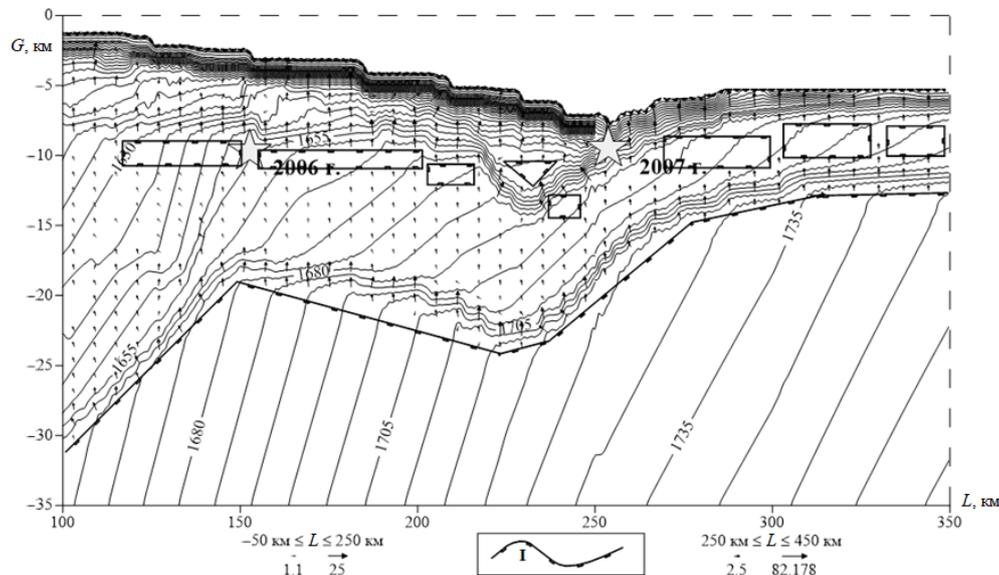


Рис. 7. Распределение градиентов ΔT_{int} , изолиний поля интенсивности напряжений и модельных блоков, оконтуренных линией “Г” по фрагменту профиля Охотское море–о. Симушир–Курило-Камчатский желоб $100 \leq L \leq 350$ км, $-35 \leq G \leq 0$ км. Вдоль сегмента профиля $-50 \leq L \leq 250$ км внутри “блоков” $\Delta T_{int} \leq 1.1$ ГПа, вдоль сегмента $200 \leq L \leq 450$ км внутри “блоков” $\Delta T_{int} \leq 2.5$ ГПа. Звездочками обозначены гипоцентры Симуширских землетрясений 2006, 2007 гг.

Fig. 7. Map of the Okhotsk Sea–Simushir Island–Kuril-Kamchatka Deep-Water Trench profile of $100 \leq L \leq 350$ км, $-35 \leq G \leq 0$ км. Isolines, vector fields of gradients for the stress intensity ΔT_{int} , and blocks marked by contour “Г” with $\Delta T_{int} \leq 1.1$ GPa along segment $-50 \leq L \leq 250$ км and with $\Delta T_{int} \leq 2.5$ GPa along segment $200 \leq L \leq 450$ км. The hypocenters of the 2006, 2007 yrs Simushir earthquakes are marked with asterisks

что равные и малые значения градиентов интенсивности напряжения в смежных точках определяют более плотную и менее подвижную часть геосреды, т. е. модельные блоки. И наоборот, менее плотная и более подвижная часть геосреды, например разломные зоны, характеризуются значительными градиентами интенсивности напряжений. При этом моделируются зоны гравитационной неустойчивости с повышенной способностью к структурообразованию, которые формируют границы глубинных разломов [15]. На рис. 7 распределение векторного поля градиентов интенсивности напряжений моделирует систему из восьми соразмерных модельных блоков, расположенных на глубине -10 ± 3 км вдоль протяженных разломных зон.

Полагаем, что блоки — это относительно устойчивые структуры на части профиля 100–350 км. Межблоковое пространство является неустойчивой составляющей этой части профиля, характеризуется большими значениями градиентов интенсивности напряжений, которые изменяются по величине и направлению. При дополнительном тектоническом воздействии на модельную систему блок – межблоковое пространство – блок следует ожидать возмущений геосреды и развития гравитационной неустойчивости. Это явление может служить механизмом, определяющим ход различных геодинамических процессов, в том числе и триггером землетрясений. Как видно на рис. 5–7, гипоцентры землетрясений (обозначены звездочками) моделируются между соразмерными блоками в зоне влияния разломов и плотностных границ, которые характеризуются восходящими и нисходящими пиками изолиний интенсивности напряжений, что способствует развитию здесь изгибов слоев с нарушением сплошности или формированием систем трещин, и являются зоной гравитационной неустойчивости. По опубликованным дан-

Т а б л и ц а 4. Значения физических компонент напряжений несимметричного тензора напряжений Пиола–Кирхгофа по профилю Охотское море–о. Симушир–Курило–Камчатский желоб на глубине $-35 \leq G \leq 0$ км

Table 4. Calculated values of unsymmetric Piola–Kirchhoff stress tensor physical components of the Okhotsk Sea–Simushir Island–Kuril–Kamchatka Deep-Water Trench at the depth of $-35 \leq G \leq 0$ km

Компоненты напряжений $\begin{pmatrix} \max \\ \min \end{pmatrix}$, ГПа	Фрагменты профиля, км			
	100–150	150–200	200–250	250–300
$t_{\rho\rho}$	–152.2200	–129.3490	–108.6970	–94.5948
	–181.2890	–159.4610	–137.9370	–116.1060
$t_{\rho\varphi}$	64.0134	57.4673	50.7689	43.6741
	54.7867	47.5446	40.8462	36.2454
$t_{\rho\lambda}$	–7.6000	–7.7209	–7.6879	–7.3915
	–8.1944	–8.2495	–8.2867	–8.2874
$t_{\varphi\rho}$	101.6300	91.2321	80.5920	69.3235
	86.8621	75.4026	64.7950	57.4803
$t_{\varphi\varphi}$	–358.5750	–303.5380	–254.0100	–220.2940
	–427.6460	–374.8210	–323.0220	–270.8390
$t_{\varphi\lambda}$	965.2650	980.9690	994.7010	1002.6200
	888.4130	915.8060	917.1510	889.4470
$t_{\lambda\rho}$	–12.0200	–12.2128	–12.1647	–11.7003
	–12.9729	–13.0605	–13.1204	–13.1230
$t_{\lambda\varphi}$	966.2290	981.9440	995.6860	1003.6100
	889.2940	916.7090	918.0600	890.3690
$t_{\lambda\lambda}$	–230.5510	–197.0460	–166.5720	–145.7870
	–272.3310	–240.8880	–209.5890	–177.4890

ным гипоцентры Симуширских землетрясений 2006, 2007 гг. располагались на глубине порядка 10 км в зоне разломов основания коры [11, 12].

В табл. 4 приведены расчетные значения компонент тензора и интенсивности напряжений для фрагмента 100–350 км по глубине 35 км. Из расчетных данных, приведенных в табл. 4, следует, что по длине фрагмента 100–350 км возрастают значения $t_{\varphi\lambda}$ и $t_{\lambda\varphi}$, значения $t_{\varphi\varphi}$ и $t_{\lambda\lambda}$ убывают. Абсолютные значения касательных компонент $t_{\rho\lambda}$ и $t_{\lambda\rho}$ существенно меньше, чем значения $t_{\varphi\lambda}$, $t_{\lambda\varphi}$, $t_{\rho\rho}$, $t_{\varphi\varphi}$ и $t_{\lambda\lambda}$, $t_{\rho\varphi}$ и $t_{\varphi\rho}$.

Результаты расчетного моделирования полей перемещений, интенсивности деформаций и напряжений (см. рис. 2–7) согласуются с входными данными плотностной модели (см. рис. 1) и структурными особенностями профиля Центральных Курил [11, 12]. При этом моделируются устойчивая слоисто-блоковая структура всего геомассива и зоны, которые можно интерпретировать как блоковые структуры. Также определяются возможные зоны гравитационной неустойчивости с повышенной способностью определять процесс вещественного структурирования (например, в виде разломов, вертикальных и горизонтальных дислокаций) и обеспечивать обмен между слоями геосреды.

Заключение

Распределение возможных полей напряжений и деформаций обусловлено граничными условиями, неоднородностью физико-механических свойств среды (в данном примере плотностной неоднородностью) и уравнением состояния, которым определяется способность к деформированию. Как следствие, имеем соответствующие распределения компонент тензоров, модельных параметров, характеризующих напряженно-деформированное состояние. В рамках предложенного алгоритма представлена реконструкция НДС земной коры профиля Центральных Курил в условиях поля плотностной неоднородности, полученного на основании сейсмических и гравиметрических данных. Приведены модельная реконструкция глубинного разреза профиля Охотское море – о. Симушир – Курило-Камчатский желоб мощностью 35 км и длиной 500 км и его детализация в зонах гипоцентров Симуширских землетрясений 2006, 2007 гг.

Пространственное распределение, локальные особенности, концентрация изолиний и зон интенсивности полей, определяющих напряженно-деформированное состояние, согласуются с входными данными плотностной дифференциации. Гравитационная неустойчивость, которая моделируется в этих зонах, может стать одним из спусковых механизмов тектонических дислокаций и землетрясений. При заданном плотностном распределении моделируется пространственное изменение полей, определяющих НДС, локальные возмущения на границах раздела плотностных слоев, соответствующих входным данным. Тектоническая неоднородность влияет на внутреннее распределение перемещений, интенсивность деформаций и напряжений, зоны возможных последующих нарушений сплошности — возможных разломов и зоны относительной устойчивости — блоки. Рельеф дневной поверхности профиля и его деформирование определяются напряженно-деформированным состоянием глубинных структур, например моделируется направленное действие градиентов интенсивности напряжений под основание о. Симушир с глубины –20 км. Реконструкция глубинного разреза Центральных Курил моделирует потенциальную возможность структурного взаимодействия — движения в направлении от океанической плиты к континентальной. В рамках этой модели неоднородность среды может быть учтена и по другим свойствам через приращение $\pm\Delta$, в частности в рамках рассмотренного решения с применением уравнения состоя-

ния Мурнагана (2), по распределению упругости $\eta \pm \Delta\eta$ и жесткости $\mu \pm \Delta\mu$. Но автор не располагает этими данными.

Благодарности. Работа выполнена в рамках Федеральной программы: “Изучение аномальных геофизических полей, как основы для исследования структуры, физических характеристик, геодинамики глубинных геосфер и прогнозирования сейсмогенных процессов в зоне дальневосточных морей и северо-западном секторе Тихого океана”, регистрационный номер: 121021500053-6.

Список литературы

- [1] **Киссин И.Г.** О системном подходе в проблеме прогноза землетрясений. *Физика Земли*. 2013; (4):145–160.
 - [2] **Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В.** Роль силы гравитации в формировании глубинной структуры сдвиговых зон. *Геодинамика и тектонофизика*. 2011; 2(1):45–68.
 - [3] **Гзовский М.В.** Метод моделирования в тектонофизике. *Советская геология*. 1958; (4):53–72.
 - [4] **Biot M.A.** Non-linear theory of elasticity and the linearized case for a body under initial stress. *Philosophical Magazine*. 1939; (27):89–115.
 - [5] **Новожилов В.В.** Теория упругости. Л.: Судпромгиз; 1958: 370.
 - [6] **Murnaghan F.D.** Finite deformation of an elastic solid. N.Y.: Wiley; 1951: 140.
 - [7] **Dziewonski A.M., Hales A.L., Lapwood E.R.** Parametrically simple Earth models consistent with geophysical data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1975; 10(1):12–48.
 - [8] **Осипова Е.Б.** Исследование устойчивости равновесия сжимаемого гиперупругого полого шара. *Прикладная механика и техническая физика*. 2015; 56(4):160–169. DOI:10.15372/PMTF20150415.
 - [9] **Осипова Е.Б.** Модельное исследование внутреннего распределения неоднородных полей напряжений в земной коре. *Физическая мезомеханика*. 2016; 19(6):94–100.
 - [10] **Кулинич Р.Г., Валитов М.Г., Прошкина З.Н.** Сравнительный анализ сейсмических и плотностных моделей земной коры Центральных Курил. *Тихоокеанская геология*. 2015; 34(6):45–56.
 - [11] **Злобин Т.К., Пискунов Б.Н., Фролова Т.И.** Новые данные о строении земной коры центральной части Курильской основной дуги. *Доклады Академии наук СССР*. 1987; 293(2):185–188.
 - [12] **Злобин Т.К., Полец А.Ю.** Очаговые зоны сопоставления катастрофических Симуширских землетрясений 15 ноября 2006 г. ($M_w = 8.3$) и 13 января 2007 г. ($M_w = 8.1$) и глубинное строение земной коры Средних Курил. *Тихоокеанская геология*. 2009; 28(5):54–63.
 - [13] **Кулинич Р.Г., Осипова Е.Б., Валитов М.Г.** Плотностные неоднородности и напряжения в земной коре Центральных Курил. *Тихоокеанская геология*. 2020; 39(2):21–28. DOI:10.30911/0207-4028-2020-39-2-21-28.
 - [14] **Трубицын В.П.** Реология мантии и тектоника океанических литосферных плит. *Физика Земли*. 2012; (6):3–22.
 - [15] **Осипова Е.Б.** Гравитационные напряжения и слоисто-блоковые структуры в земной коре. *Физическая мезомеханика*. 2021; 24(6):105–115. DOI:10.24412/1683-805X-2021-6-105-115.
-

MATHEMATICAL MODELLING

DOI:10.25743/ICT.2023.28.5.003

Numerical reconstruction of the stress and strain state in the Earth's crust

E. B. OSIPOVA

V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, 690041, Vladivostok, Russia

Corresponding author: Elena B. Osipova, e-mail: osipov@poi.dvo.ru*Received September 20, 2022, revised November 14, 2022, accepted February 09, 2023.***Abstract**

Modelling of the stress and strain state of a geoenvironment in a gravitational field, taking into account data on its structure, is part of comprehensive research in geodynamics. The gravitational field caused by the density inhomogeneity of the Earth's tectonosphere is one of the internal sources of generating tectonic stresses.

A unified 3D-model is proposed to study possible dislocations of inhomogeneous layers of the tectonosphere. The kinematics is determined by the Cauchy–Green strain tensor, the stress state is described by the unsymmetric Piola–Kirchhoff stress tensor. All parameters are obtained in the analytical form for the Murnaghan state equation. At the stage of numerical experiment, it is possible to embed an inhomogeneous density and distributions for other properties of the geoenvironment. The density model is used according to the coordinate grid: depth–latitude–longitude. The density values are determined based on deep sounding and gravimetry data.

Numerical reconstruction of inhomogeneous fields of displacement and rotation, of strain and stress intensity of the Earth's crust for the data of the Central Kuriles profile density model is performed. The relief of the profile surface is determined by the stress and strain state of the deep structures. The potential possibility of movement in the direction from the oceanic plate to the continental one and the transition of geoenvironment to a plastic state are modelled.

The allocation, the detail of the layered and block structure in the hypocenter zones of the Simushir earthquakes, and the concentration of strain and stress fields are consistent with the density differentiation of the Earth's crust.

Keywords: numerical reconstruction, stress and strain state, the Earth's crust.

Citation: Osipova E.B. Numerical reconstruction of the stress and strain state in the Earth's crust. Computational Technologies. 2023; 28(5):15–32. DOI:10.25743/ICT.2023.28.5.003. (In Russ.)

Acknowledgements. The work was carried out according to the Federal program: “Study of anomalous geophysical fields as a basis for studying the structure, physical characteristics, geodynamics of deep geospheres and forecasting of seismogenic processes in the zone of the Far Eastern seas and the northwestern sector of the Pacific Ocean”, registration number: 121021500053-6.

References

1. **Kissin I.G.** On the system approach in the problem of forecasting the earthquakes. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2013; (4):587–600.
2. **Rebetskiy Yu.L., Mikhaylova A.V.** The role of gravity in formation of the deep structure for shear zones. *Geodinamika i Tektonofizika*. 2011; 2(1):45–68. (In Russ.)
3. **Gzovskiy M.V.** Modelling method in tectonophysics. *Sovetskaya Geologiya*. 1958; (4):53–72. (In Russ.)
4. **Biot M.A.** Non-linear theory of elasticity and the linearized case for a body under initial stress. *Philosophical Magazine*. 1939; (27):89–115.

5. **Novozhilov V.V.** Teoriya uprugosti [Theory of elasticity]. Leningrad: Sudpromgiz; 1958: 370. (In Russ.)
6. **Murnaghan F.D.** Finite deformation of an elastic solid. N.Y.: Wiley; 1951: 140.
7. **Dziewonski A.M., Hales A.L., Lapwood E.R.** Parametrically simple Earth models consistent with geophysical data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1975; 10(1):12–48.
8. **Osipova E.B.** Stability of equilibrium of a compressible hyperelastic hollow sphere. *Journal of Applied Mechanics and Technical Physics*. 2015; 56(4):679–687. DOI:10.1134/S002189441504015X.
9. **Osipova E.B.** Modelling of the field distribution for inhomogeneous stress in the Earth's crust. *Fizicheskaya Mezomekhanika*. 2016; 19(6):94–100.
10. **Kulinich R.G., Valitov M.G., Proshkina Z.N.** A comparative analysis of the seismic and density models for the Earth's crust of the Central Kurils. *Russian Journal of Pacific Geology*. 2015; 9(6):439–450. DOI:10.1134/S1819714015060068.
11. **Zlobin T.K., Piskunov B.N., Frolova T.I.** New data on the structure of the Earth's crust of the central part for the arc of Kuril Island. *Doklady Akademii Nauk SSSR*. 1987; 293(2):185–188. (In Russ.)
12. **Zlobin T.K., Polets A.Yu.** Source zones of the catastrophic simushir earthquakes on November 15, 2006 ($M_w = 8.3$) and January 13, 2007 ($M_w = 8.1$) and the deep crust structure beneath the Middle Kuril segment. *Russian Journal of Pacific Geology*. 2009; 3(5):460–469. DOI:10.1134/S181971400905008X.
13. **Kulinich R.G., Osipova E.B., Valitov M.G.** The Earth's crust density inhomogeneities and stresses in the Central Kuriles. *Russian Journal of Pacific Geology*. 2020; 14(2):114–120. DOI:10.1134/S1819714020020037.
14. **Trubitsyn V.P.** Rheology of the mantle and tectonics of the oceanic lithospheric plates. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2012; (6):467–485.
15. **Osipova E.B.** Gravity stresses and block-layer structures in the Earth's crust. *Physical Mesomechanics*. 2022; 25(2):187–194. DOI:10.1134/S1029959922020102.